目　录

第1章　引言 …… (1)
1.1. 地质信息的来源 …… (2)
1.2. 钻井分类 …… (6)
1.3. 不同测井的设计要求 …… (7)
第2章　关于成分的信息（岩石描述） …… (9)
2.1. 岩石的三大类型 …… (9)
2.2. 岩石的相对丰度 …… (11)
2.3. 岩石成分的表达 …… (12)
2.4. 岩石的分类 …… (20)
2.5. 根据测井确定岩石成分 …… (27)
2.6. 测井资料的准备 …… (30)
2.7. 岩石的测井分类 …… (30)
2.8. 未蚀变火成岩的解释 …… (33)
2.9. 化学沉积岩的解释：蒸发岩 …… (40)
2.10. 根据不同测井探测和研究有机岩 …… (57)
2.11. 变质岩的解释 …… (64)
2.12. 岩性的自动确定（LITHO　程序） …… (66)
参考文献 …… (72)
第3章　关于结构的信息（岩石的描述） …… (76)
3.1. 岩石学概念的回顾 …… (76)
3.2. 陆源碎屑岩的结构 …… (77)
3.3. 碳酸盐岩的结构 …… (83)
3.4. 根据不同测井获得的结构信息 …… (87)
参考文献 …… (105)
第4章　关于沉积构造的信息（沉积岩的形成） …… (108)
4.1. 一般概念的回顾 …… (108)
4.2. 由不同测井揭示沉积构造 …… (111)
4.3. 由倾角测井提供的构造和结构信息 …… (112)
4.4. 倾角测井的自动分析 …… (137)
4.5. 倾角测井的沉积学解释 …… (142)
参考文献 …… (149)
第5章　关于相和序列的信息（岩石的描述） …… (152)
5.1. 一般概念的回顾 …… (152)
5.2. 使用不同测井图的捷径 …… (153)
5.3. 测井相分析 …… (158)

5.4. 根据测井信息分析序列 …… (181)
5.5. 测井相和序列分析的应用 …… (183)
参考文献 …… (188)
第6章 关于沉积环境的信息（沉积岩的形成） …… (190)
6.1. 冰川环境 …… (197)
6.2. 山麓冲积环境 …… (202)
6.3. 风成沙丘环境 …… (209)
6.4. 交织网状河流环境 …… (221)
6.5. 曲流网状河流环境 …… (233)
6.6. 三角洲环境 …… (240)
6.7. 碎屑台地环境 …… (272)
6.8. 碳酸盐岩台地环境 …… (291)
6.9. 浊积环境 …… (306)
6.10. "深"水蒸发环境 …… (323)
参考文献 …… (331)
第7章 关于成岩作用的信息（沉积物和岩石的转变） …… (349)
7.1. 定义及一般概念的回顾 …… (349)
7.2. 成岩作用研究的必要性 …… (362)
7.3. 根据不同测井方法识别成岩作用的变化 …… (362)
参考文献 …… (377)
第8章 压实作用的研究 …… (380)
8.1. 定义 …… (380)
8.2. 砂岩的压实作用 …… (383)
8.3. 根据测井资料研究砂岩的压实作用 …… (388)
8.4. 粘土的压实作用 …… (388)
8.5. 粘土压实作用的主要阶段—压实作用的模型 …… (390)
8.6. 压实作用的机理 …… (392)
8.7. Hubbert 和 Rubey (1959) 定律 …… (394)
8.8. 压实作用的影响 …… (396)
8.9. 时间的影响 …… (402)
8.10. 压实作用"异常" …… (403)
8.11. 根据不同测井研究压实作用 …… (405)
8.12. 压实作用剖面的解释：应用 …… (411)
参考文献 …… (423)
第9章 储集层研究（岩石物理特征的描述：静态特性） …… (429)
9.1. 引言 …… (429)
9.2. 目的 …… (429)
9.3. 资料的准备 …… (431)
9.4. 储集层带位置的确定 …… (431)
9.5. 原始流体特征 …… (431)

9.6. 储集层分类 …… (432)
9.7. 根据不同测井确定储集层类型 …… (448)
9.8. 不同测井的定量解释 …… (458)
9.9. 一般和基本参数的确定 …… (458)
9.10. 确定每个电层或者解读层位特有的测井测量值 …… (481)
参考文献 …… (522)
第10章 储集层研究（岩石物理特征的描述：动态特性） …… (528)
10.1. 目的 …… (528)
10.2. 渗透率的确定 …… (528)
10.3. 根据测井资料估算渗透率 …… (533)
10.4. 用地层检测仪（RFT）测量渗透率 …… (539)
10.5. 压力测量 …… (546)
参考文献 …… (547)
第11章 地层信息（岩层结构） …… (550)
11.1. 相对年代的测定 …… (550)
11.2. 副地层单位的定义 …… (550)
11.3. 确定地层现象 …… (550)
11.4. 确定地质现象 …… (564)
参考文献 …… (570)
第12章 关于构造的信息（岩层变形） …… (572)
12.1. 引言 …… (572)
12.2. 一般概念的回顾 …… (574)
12.3. 根据倾角测井确定构造要素 …… (588)
12.4. 根据倾角测井分析构造的方法 …… (588)
12.5. 解释 …… (610)
12.6. 球面投影的其它应用 …… (612)
12.7. 倾角测量的统计处理 …… (613)
12.8. 解释剖面 …… (618)
参考文献 …… (620)
第13章 裂缝性地层的研究 …… (622)
13.1. 概论 …… (622)
13.2. 裂缝对不同测井仪器的影响 …… (623)
13.3. 根据不同测井方法探测裂缝带 …… (641)
13.4. 裂缝带评价 …… (648)
参考文献 …… (653)
第14章 测井的地球物理应用 …… (657)
14.1. 引言 …… (657)
14.2. 声波测井的校准 …… (657)
14.3. 密度测井的校正 …… (663)
14.4. 地震图的建立 …… (666)

14.5. 地震图与地震道的比较 …… (667)
14.6. 垂直地震剖面的解释 …… (669)
参考文献 …… (669)
第15章 地层的时空描述 …… (671)
15.1. 引言 …… (671)
15.2. 目的 …… (671)
15.3. 区域性研究 …… (671)
15.4. 一个油田的研究 …… (690)
参考文献 …… (698)
附录 …… (701)
名词索引 …… (722)
石油测井中常用的许用单位与非许用单位换算表 …… (739)

第1章 引 言

当今我们的世界不断需要资源和能源，因此应该始终不渝竭尽全力地勘探和研究，以便寻找和开发这些资源和能源。而且与其相信运气倒不如请求地质学的帮助则更好些。

上述研究定义为“研究组成地球的岩石和地球已经经历过的变化或者我们今天还继续经历的变化”。

这种研究，即使当它具有基础研究的特点，也还是可以用来更好地认识我们的地球在什么样的影响下形成、变化、变革；什么样的规律支配岩石形成、分布、变化、变形；什么样的规律控制具有经济价值的资源富集。因此，这才是我们所希望的以较少的代价研究人类急需的矿产资源或能源的指南。

因此，地质工作（表1-1）包括：

表1-1 沉积岩分析的一般方法

1.观察和描述沉积体	2.与详细研究过的实际模型和古代模型的比较	3.解 释	4.预 测
成 分 结 构 颜 色	岩 性	沉积环境和古地理	矿产资源的 位置 储量 延伸
化 石 沉积构造	古生物 古水流	相	
厚 度 侧向延伸	几何形态		
垂向演变 侧向演变	与相邻沉积体的关系	序列 韵律 旋回	
单斜构造 褶 皱 裂缝，缝合线 断 层	大地构造特征和应力	→ 构 造	

1）尽可能仔细、全面而客观地观察和描述岩石及地质现象。

2）通过把观察到的结果与现代层系或者现象（实际模型）观察到的结果进行比较，或

者通过与重建的模型或实验室内所作的试验结果的比较，以及通过与详细研究过的和完全了解过的古代地层观察到的结果的比较（1788 年，Hutton 的古代模型和现实主义或者均变论理论的应用）来解释这些观察结果。

在沉积岩研究的情况中，这种解释必然导致重建地理和气候图以及岩石在那些地方在什么样条件下形成，根据这种重建，地质学家将试图：

3）预测矿产资源有利富集带。

4）确定其延伸。

5）根据这些天然矿产资源在岩石中的含量估算评价其储量。

1.1. 地质信息的来源

为了进行这些学习和这种研究，地质学家采用三种信息来源。

1.1.1. 天然或者人工露头：采石场、沟渠、隧道、矿山

比如，在某种类型的研究中，这种来源仍然构成地质信息的基本来源；在另外一些类型的研究中（石油、煤、地热），逐渐被探测或者被地面地球物理或钻井资料所取代。

这是因为不仅在石油研究方面，而且同样在地下资源方面越来越使用测井技术的缘故，在水、煤、铀，或者金属矿产和在地热研究方面越来越使用测井技术的缘故。因此，越往深部研究，露头——作为一种信息来源，越是很少被应用，因为根据露头进行的推断可靠性差。而且，深部研究的地质复杂性将会增加（地层圈闭，渗透性挡阻，构造大小……）。

由此可见，目前涉及对沉积盆地（特别是深部盆地）的地质认识，基本上是由地球物理和测井信息所提供的。

1.1.2. 地面地球物理

地面地球物理的重要性是显而易见的。通常，它能够获得地下二维和三维的影象。这是地下极其重要的勘探工具，因为它直接提供的一些信息，不仅有岩层的形状和分布的信息，而且还有岩层的性质、岩层的岩石物理性质，甚至岩层的流体含量（地震相，发亮的点或者“亮点”……）。

但是，由这些信息解释所得出的假设必须经过测井证实。这就是为什么当建立在测井测量基础上的地球物理资料转换成地质资料时，这种转换就相当容易，而且又更可靠的缘故。因此必须把前者与后者对比和比较。换句话说不同测井沟通了地球物理学和地质学之间的关系。

它们不仅使我们有可能以一种准确的方法将时间资料转换成深度资料，而且将有关信号振幅和频率转换成沉积学或者岩石物理学资料（相、孔隙度、流体……），以及最终经济上的资料。

实际上，在对地层密度和声波旅行时间测量的结果进行校正和校准以后，能够确定每个地层界面的声波阻抗和反射系数。根据这些资料可以建立反射系数测井。这种反射系数测井构成基础资料，可用来建立与实际地震剖面相对比的理论地震剖面或者 GEOGRAM❶，能够进行实际地震剖面的深度转换，并能够建立这种转换的软件包。

另外，在一口井中获得的垂直地震剖面（VSP），一方面能够提供在具有强反射性能

❶斯仑贝谢商标。

(硬石膏、石盐、致密白云岩) 或具有强烈衰减性能地层 (低压实粘土) 下面的岩层，或者是井底以下的岩层；另一方面能够消去多次波，使得地震剖面容易解释。

1.1.3. 钻井

由钻井获得的资料有两种：

1) 与岩石样品有关的资料 (全径岩芯或者借助于子弹式取芯器采取的岩芯、岩屑)，以及与流体样品有关的资料；

2) 与在钻井中进行的地球物理测量有关的资料，因此主要是与各种测井有关的资料。

如果为全径岩芯，而且在测量时岩芯是连续的，那么就构成一种质量好的样品，能够提供大部分资料。然而遗憾的是，同时由于经济和技术的缘故，特别是在某些钻井条件下或者在某些类型的地层中取芯是一种相当罕见的工序。因此，只有保留钻井岩屑作为岩石样品，或者保留借助于钻机钢绳放入井下的子弹式取芯器采取的井壁岩芯 (CLAB)❶ 作为岩石样品。

我们多少知道由于岩屑被钻井液混合，由于散落物的影响，以及由于某些组分 (粉砂、盐) 的损失，或者甚至由于循环的总损失，根据唯一的岩屑从组分和厚度方面正确地重建岩性柱状剖面有时可能很难。另外，缩小这种类型的岩石样品尺寸大小，一般不会因此而影响对整块样品所作的整个观察和分析，并由此获得全部研究信息。

从此，地质学家可能发现或完全放弃，或者丧失具有代表性的和质量好的样品。子弹式井壁取芯可以部分地弥补这种不足，然而由于其尺寸小，不可能不影响其精度。因此，所有观察或者测量一般在较大的样品上进行。

这就是为什么由探测所获得的第 2 种类型的信息——测井信息随着仪器质量的提高及多样化，以及相应解释方法的不断改进而逐渐变得越来越重要的缘故。今天人们已意识到，要想仅通过一口钻井进行石油研究是不行的：任何人在其研究时，必须利用多种测井记录，并且一般在深入地研究这些测井记录以及在井场上或者办公室内借助于适当的程序进行研究之后才能做出继续钻井、进行测井、下套管或者放弃的决定。

在石油科学进展 15A 中我们曾经研究过不同仪器的原理而且分析过影响每种仪器测量的地质参数。表 1-2 试图建立影响每种仪器的三种主要地质参数对仪器响应的谱系，而流体影响同样在仪器响应上有所表示，因为流体从岩石中不可分离，而且根据其性质，它们有时可能对仪器响应具有非常大的影响。

我们完全有理由可以由此得出这样的结论，不同的测井可以连续“拍照”，或者“拍摄”被钻穿的地层。

它们提供我把它们称之为光谱的一种影像，当然是特殊和不完全的，而且实际上连续的，至少永久的，客观的和定量化的一种影像。我们很容易理解当测井参数的数目和种类越多这种光谱影象就越清楚。

因此，我们有理由这么说，不同测井建立一种“笔录”。它们是岩石的“标志”，因为它们表达岩石存在的性质。

实际上，它们所测量的钻穿地层的物理特征，一方面来自可以推断其沉积和表征环境以及定义成因相 (表 1-3) 的物理、化学和生物 (因此还有地理和气候) 条件；而另一方面来自这些地层在其地质历史时期所经历过的演变。

❶CLAB＝子弹式井壁取芯器。

表 1-2　地质参数与不同测井响应比较的重要性

（据 Serra & Abbott, 1980, 稍加修改）

测井类型	成　分	结　构	沉积构造	流　体
电阻率①	* *	* * *	* *	* * *
SP	*	* *	* * *	* * *
EPT（传播时间）	* *	*	*	* * *
EPT（衰减）	* *	*	*	* * *
GR	* *	*	*	*
NGS	* * *	*	*	*
CNL	* *	* *	*	* *
FDC. LDT（ρ_b）	* * *	* *	*	* * *
LDT（P_e）	* * *	*	*	*
TDT（$\sum$）	* *	* *	*	* * *
BHC（Δt）	* *	* * *	*	* *
BHC（衰减）	*	* *	* *	* * *
GST	* * *	* *	*	* * *
HDT 或 SHDT	*	* *	* * *	*
CAL	*	* *	*	*
HRT	* *	* * *	* * *	*

①以下测井类型名称，由于都是缩写符号，故不再译出，读者可参看书后附录。——译者

然而，由不同测井测量得到的资料所推断出来的矿物成分、结构、沉积构造和流体性质并不是唯一可得到的信息。石油科学进展 15A 表 34 给出直接或者间接测量的大致完整的一张表，我们可以由此表提取。其分析很清楚，可以隐约看到不同测井的应用领域。这些可以回顾如下。

1）岩石的描述：岩石学

①矿物成分或者元素；

②结构；

③沉积构造；

④古水流。

2）储集层静态和动态的研究

①岩石物理特征（孔隙度、渗透率等）；

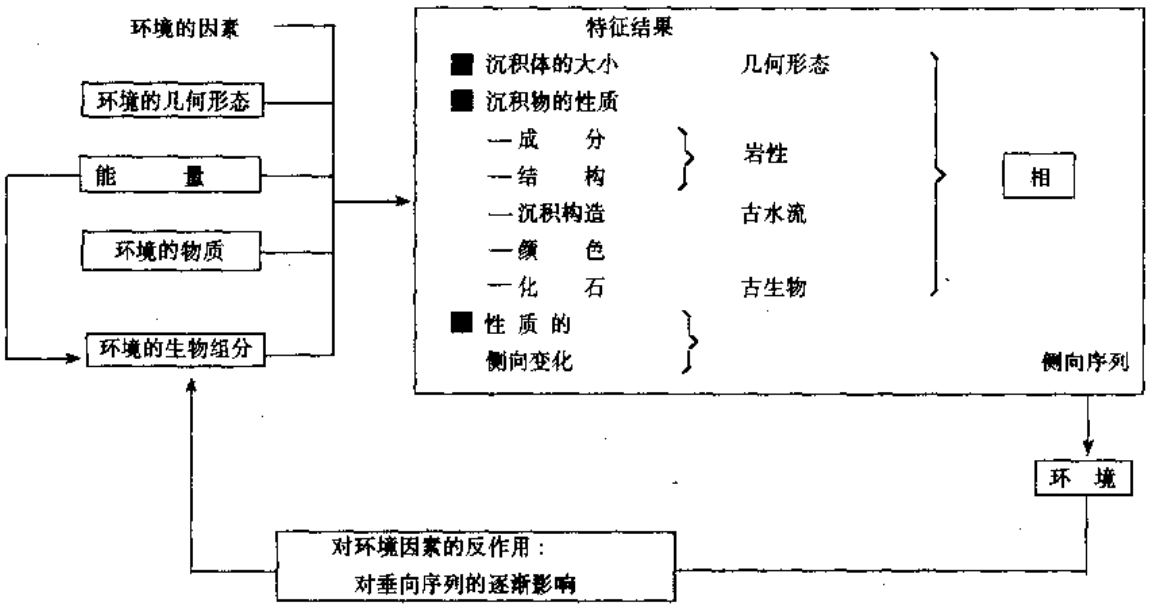
②流体含量的性质和量（孔隙度，饱和度）：最初和在某些时候一口井开采的时间；

③流体的动态：地层的压力、流体的流动性、饱和度随着开采时间的演变及储集层的模型建立。

3）岩石的形成：沉积学

①测井相分析;
②序列分析;
③沉积体几何形态的重建: 相对比;
④沉积环境。

表1-3 相、序列和环境之间的关系（据Krumbein & Sloss, 1963）



4) 岩石的转变: 岩化作用
①成岩作用现象;
②压实作用。
5) 层系结构: 地层学
①其顺序的研究: 相对年龄测定;
②间断的意义;
③不整合的探测;
④地层对比。
6) 层系的变形: 大地构造或者地质构造
①构造和区域倾角的确定;
②褶皱的探测和研究;
③裂缝的探测和评价。
7) 在地质综合分析时不同测井的作用和重要性: 剖面、图件、方块图……。
8) 地球物理的应用
9) 应用于地热研究
10) 其他应用: 水、铀、煤等的研究; 天然气或者油气流体的储集等。

在检查这种列举时，我们发觉测井的应用大大地超过储集层研究的范围。油藏和采油的工程师不再只解释测井资料。而且地质学家和地球物理学家也效法油藏和采油方面的工程师。

我们同样可以讲，如果不同测井由于其飞跃发展特别是推动石油研究，那么其它领域同

样意识到其意义。就是这样我们越来越用在煤、铀、钾、金属矿产的研究方面，而且同样用在天然气的储集，用在含水层的研究以及用在地热研究方面。

因此，这就是该卷中所涉及到的不同测井在这些不同领域中的应用和解释。

1.2. 钻井分类

钻井的存在决定不同测井的存在，应用者同样应该知道测井记录的数目和类型，或者换句话说，测井的设计要求，一方面将严格地取决于钻井的种类，以及设计它的目的和假定应该提供的信息，另一方面将严格地取决于井眼的特征（垂直或者偏斜、钻头直径等）和钻井液，后者的选择还应该考虑所研究的信息和测井仪器测量的可能性。

在石油研究时，我们习惯上根据其主要的目的把钻井分成四大类。这种类型的分类很容易推广到其它学科。

1.2.1. 探井或野猫探井

这类钻井一般起双重作用：

1）"治安法官"的作用：实际上，钻井往往能够确认或者撤销事先对地层层系、相的类型、大地构造格局，以及包括象油气、煤、钾、铀、可饮用的水或者热水这样一些矿产资源可能层位的存在（或者不存在）所提出的假设。

2）信息供给者的作用：它提供矿物学、古生物学、沉积学、地球物理学、地球化学、水文地质学资料等所需要的最好的区域地质知识。

为了有效地达到钻井的目的，因此，我们一般不吝啬"斤斤计较"的方法。因此我们不仅根据好的岩石和流体样品（岩屑、岩芯、试验）确保严格的地质监督，而且同样考虑到尽可能完整的不同测井系列，一方面回答钻井提出的地质和经济问题，另一方面填补取样上的空白。

1.2.2. 评价井

它基本上是用来扩大新的发现。而且它同样将会检验根据探井所提出新假设的正确性。最后，它将补充前一种钻井获取的不足的信息；提供相的侧向演变和岩层的岩石物理性质更精确的概念。因此，一般来说它受到了与前一种钻井一样的地质和钻井的监督。

1.2.3. 开发井或生产井

其主要目的是能够开采已发现的矿体，然而，如果油田或者矿田的地质复杂，那么规定钻井的地质目的仍然重要得多，而且地质和测井监督的设计要求遵循这些目的。

另外，在石油研究时，在这种类型的钻井中，我们将要求储集层中含油气饱和度随时间演变。这就会造成某些测井周期性的记录（例如 TDT●）。

这种饱和度随时间演变的知识能够更好地指导或者监督一个油田的勘探以及改善油气排出（补充钻孔，插入井，第二次或者第三次回收方法……）。

1.2.4. 注入井

其功用是流体（水、天然气、溶液……）注入地下地层，或者以便保持岩层的压力和改善排出，以及油气回收，或者便于在地热勘探时使水再循环和再加热，或者最后便于储存天然气或残渣。

●斯仑贝谢商标。

为了专门知道什么地方该注入流体，现代地质学家的知识始终是重要的。这就意味着保持地质监督，因此这就意味着记录最低限度的测井系列。

1．3．不同测井的设计要求

因此，这类钻井一定使测井资料的每个可能用户（地质学家、地球物理学家、钻井工、油藏或者采油工程师满意。事前所期望的信息，取决于这类钻井仪器的选择，以及不同的测井设计要求，而且还取决于泥浆的设计要求，因为，根据后者的性质，某些参数，完全有必要解释，因为决定能记录还是不能记录。

测井设计取决于每个人的要求。这就是为什么通常最好由所有用户确定的原因。

然而，除了这个以外，同样应该知道不同测井的选择，还应该考虑一定数目的参数和后面一一列举的限制：

1）钻井的性质：近似垂直的或者偏斜的；

2）钻孔的直径；

3）钻井的流体性质：空气、水或者泥浆、石油、泡沫；

4）泥浆的性质：盐度、密度、粘度、游离水……重晶石、钾盐；

5）在整个钻井期间指望的温度和压力；

6）指望的地层类型。固结较差的，纯的，具有裂缝的；

7）假定的盐度和地层中现有流体的侵蚀性：饱和盐水、淡水或者变化不定的盐度；天然气（CO_2、H_2S）、富含硫化物的石油。

尤其应该知道：

8）象侧向测井、球形聚焦测井、微电极测井、微侧向测井、邻近侧向测井●以及具有高分辨率的倾角测井 HDT●或 SHDT 这样一些发送侧向电流的电极仪器不能在油基泥浆中进行测量。

9）声速仪器不能在直径太大的钻孔或者具有空气或者泡沫的钻孔中直接测量；

10）借助于岩性与密度（LDT●）仪器进行的光电俘获截面测量受含重晶石的泥浆影响很大；

11）甚至这种泥浆同样将影响自然伽马能谱（NGS●）的测量；

12）含有钾盐的泥浆将影响岩石自然伽马放射性测量或者岩石内钾含量的测定。

在确定测井设计要求以前，因此每个用户应该完全熟悉测井设计要求（井眼直径、套管及采用的泥浆类型）和测井仪器的规格及使用限制。后者，实际上是由对温度敏感的或者对在强压力下可能出现的流体渗透或者还对其侵蚀性（H_2S……）敏感的组件（晶体管、印刷电路等等）构成的。

设备公司一般给出每种仪器的使用限制（直径、温度、压力、记录速度……）。因此不得不参阅（参看石油科学进展 15A 附录 1 和第 2 章的表 6）。同样具备针对"不利的"环境（温度、压力、流体、偏斜……）设计的一些仪器，当我们处于类似的情况下就得需要这些仪器。

最后，在确定测井设计要求时，同样应该考虑能按照同一斜井记录大量测井资料的仪器

●斯仑贝谢商标。

组合的可能性。这个具有减少钻井固定时间以及节省钱的优点。使用由斯伦贝谢提出的新的电缆通信系统（CCS❶），今后所有仪器都是其中的组合。

不过应该知道，我们还是失去覆盖在相当于井底和测量点之间距离间隔的信息。因此，在组合的仪器中，这段距离对于组合中部位很高的仪器更加重要。在某些情况下，信息的损失可能达到 30m。这就必然会构成一系列不利条件，因此，不管成本多高，分开记录可能更好些。

同样应该知道，在组合仪器时，整个记录速度应该调整到最缓慢的仪器所需要的记录速度。完全相反，对测量值服从统计变化的核仪器来说，这种调整必定很方便。

如果当时我们认为有机会解释测井资料，那末可以考虑几个步骤：

1）在记录期间或者紧接记录以后，即在井深的同一位置上，最后迫使作出迅速的决定；

2）以后，更深入的研究或者不具有重要特点的研究，必须取决于勘探的延续；

3）只考虑在一口井钻探以后一个油田、租赁地、地区、盆地的综合研究的时间。

然而，不管在什么时间解释测井资料，都应该以同样的方法和用同样的思路来解释岩石样品的分析结果。实际上，应该把测井资料考虑为地质资料，并把同样的原理和方法应用于测井资料。所有测井解释本身是一种地质解释，不管我们是否意识到。

因此，不得不象我们观察、描述、分析、解释所有地质对象那样地去观察、描述、分析、解释测井“对象”。这就是我们将在下面力图说明和证实的。

然而，同样应该知道不同测井的定性解释不仅建立在所提供的资料准确、全面而详细分析的基础上，而且建立在对仪器原理知识的精通以及可靠的地质概念的基础上。不仅应该懂得如何进行物理参数的测量，而且应该知道它相当于什么样的地质事实。

假如我们不知道砂岩可能含长石、云母和重矿物，而且更是不知道这些名词的含义，则说明我们从来没有研究这些矿物的概念，而且更没有想到这些矿物的存在可能增加岩石的视密度，以及更没有想到这些矿物氢—中子指数及其放射性可以说明这种砂岩为粘土质砂岩。

测井解释同样包括测井参数向地质资料的转换。这需要一部好的地质名词字典或者完全懂两种专业语言的解释。

实际上，为了确定不同测井是否能够在一开始就提供关于矿物成分或元素、结构、沉积构造或者大地构造、相及地层的信息，应该预先定义包含这些地质名词在内的这种（或专用）名词。

这仅仅是当我们有可能确定这些地质参数以什么样的幅度影响仪器的响应，以及通过仪器的响应经过反向推理追溯这些地质参数。

这是为了便于地质学家尽快地掌握第一册已经构思和叙述过的测井知识，以及为了给非地质的测井学家或者地球物理学家提供基础地质知识，而且对于不同测井的全面而有效的解释来说，这是完全需要的，因此该册每章开始扼要回顾一下基本的地质概念。

---

❶斯仑贝谢商标。

第 2 章　关于成分的信息（岩石描述）

岩石性质及其成分是地质学家试图确定的基本信息。根据它可以确定岩石的名称。这也是研究不同测井首要关心的事。因此，试图根据测井资料重建垂直岩性剖面。

这种重建应当致力于确定：

1）根据测井仪器识别每个电层（électrobanc）或者电序列（électrosèquence）● 的视厚度和真厚度；

2）每个电层或者电序列的岩石类型和矿物成分。

为了使得这种重建达到最大的可靠性，解释者（或测井分析者）应该在尽可能的范围内一方面掌握所谓不同测井最完整的规则，以及在钻探过程中可能取的岩屑和岩芯的好的描述；另一方面掌握基本的概念，才有可能使得解释者对问题有一个确切的看法，这样必须根据测井资料和隐含进行解析，对于定量解释来说，无论是手工的还是自动的，这一解析必须具有一个模型选择的标准。

实际上这是大家看起来很明显的事，我们不可能用同一种方法以及用同一种模型解释一种侵入岩和典型的花岗岩，以及由石英、长石、高岭石、伊利石、蒙脱石混合组成的泥质砂岩这样的沉积岩。另外，考虑到与记录的测井资料有关的、可供随便使用的资料数目，通常是有限的，我们不可能总是同时确定现存矿物的性质及其百分比，特别是当成分复杂的时候。因此，应该更经常地求助于补充的信息（岩屑的研究、岩芯的分析、区域地质知识……），为了建立矿物模型，不必再确定岩石内存在的每种假定矿物的百分比。

毫无疑问，对非地质学家来说，在开始讨论根据测井确定岩石类型及其成分问题以前，回顾几种岩石学的概念是有益的。

2. 1. 岩石的三大类型

根据对岩石的观察，地质学家按照其形成的模式将岩石分为三大类。

2. 1. 1. 火成岩或侵入岩

它们来自呈熔融状态的所谓岩浆体的凝固。而且，随着这种凝固在深部或者在地表进行，人们获得具有粗结构的岩石（缓慢的结晶作用）；或反之，人们获得具有极细结构的岩石（快速的结晶作用）和相同的玻璃状岩石。

第一种类型命名为深成岩（或侵入火成岩），第二种类型命名为火山岩（或喷出火成岩）。

实际上，深成岩一点也没有孔隙特征，其晶体紧密地呈叠瓦状排列。如若把它与储集层特征比较的话，深成岩体的蚀变作用和破裂，有时会有利于孔隙度和渗透率的发育。

相反，火山岩可能是多孔隙的，而且甚至有时候孔隙极发育，而且孔隙通常并不相互连

●在地质名词前加的这个前缀électro—，是为了避免这个词与地质名词相混淆，并且指源出于测井的词。这并不意味它只适用于唯一的电测井。

通（浮石）。因此，它们相当于当粘稠的岩浆碎块暴露在大气中的时候，由于压力的突然下降（脱气）所形成的被火山玻璃薄壁分隔开的气泡。

深成岩一般构成沉积层系的基岩。其上部通常由可能构成储集层的蚀变带所构成。

火山岩可能夹在沉积层系之中。因此，我们可能会在地层剖面中碰见无关紧要的任何一层火山岩层。根据其性质它们可能构成储集层。

2. 1. 2. 沉积岩

它们相当于在地球表面或者在海洋之下，由各种物质在重力作用下沉积形成的、或者由溶解造成的化学沉淀形成的，或者由活的生物分泌物形成的固结沉积物。而且往往呈层状或地层状堆积。按照沉积物的成因，我们把这一大类岩石分成几类。

2. 1. 2. 1. 陆源碎屑岩或者碎屑岩

它们的形成是从由原先存在的岩石经蚀变和崩解而得来的各种各样的碎屑开始，经过风、水或者冰川，从侵蚀地点搬运到沉积地点；通常侵蚀地点与沉积地点不同而且相距较远，这里，通常给这些在重力作用下沉积的岩石加上外来的（allochtone）或者外成的（exogene）的形容词。一般来说，这些碎屑都是由在沉积之后形成的化学成因的或者生物化学成因的胶结物将它们彼此连接在一起。

我们把这类岩石细分成几个亚类。

1）陆源碎屑岩。是由地表露头侵蚀和蚀变剥落的岩石碎屑堆积而形成。

2）火成碎屑岩。是由火山喷发在空气中的固化岩浆碎屑堆积并在重力作用下沉积，然后或多或少被水改造和蚀变的产物。

3）生物碎屑岩。它们由动物的骨骼和碎片堆积而形成，往往为碳酸盐化的介壳骨骼，而且有时为植物的碎片。

2. 1. 2. 2. 化学岩和生物化学岩

化学岩和生物化学岩是由于溶解造成的直接沉淀的晶体填积或者由于压力、温度的变化造成的浓缩（蒸发岩）而形成，或者由于有利于这种沉淀（碳酸盐）的生物（浮游生物、藻、细菌……）活动造成的水中化学变化反应而形成。由于沉积的地点通常与形成的地点一样，因此我们把这些岩石称为原地生成的或者内生的。

我们通常把这类岩石归入生物化学岩，这种生物化学岩或者由造礁生物（珊瑚……）的活动而形成，或者由具有钙质（白垩）或硅质（燧石、放射虫岩、硅藻土）介壳的生物堆积而形成，或者由在厌氧细菌的活动下植物碎屑（腐植土或者腐植泥）的转变（泥岩、褐煤、煤炭、油气）而形成。

除去蒸发岩类型的纯化学岩以外，沉积岩往往具有粒间孔隙或者连通的空穴，这就使得这种沉积岩成为储集岩，流体（水、油气）可能聚集在这些储集岩的孔隙之中。

因此，这些内容的研究具有重大的意义。

2. 1. 3. 变质岩

变质岩由上述岩石在高温、高压作用下通过化学的、矿物的、结构的和构造的转变而形成。

我们按照这些岩石的变质作用类型把这些岩石分成两类：

1）与一般的或区域变质作用有关的岩石：它们由有利于结构和构造改变以及新矿物形成的深埋，以及温度和压力同时对原先存在岩石的作用所形成。这种变质作用影响整个岩石厚度和主要的层理面。

087308

2）与接触变质有关的岩石。它们是矿物转变的产物——往往在温度的唯一影响下——在火成岩侵入体的附近地方形成。

所形成的岩石类型将取决于转变前的原始岩石。变质岩一般来说不具有任何孔隙度或者渗透率；与此相反，可能与裂缝的存在有关。区域变质作用的岩石有时构成沉积层系的基岩。

2. 2. 岩石的相对丰度

根据 Pettijohn (1949)，火成岩占地壳体积的 95%（厚 16km），沉积岩只占 5%。如果考虑地表露头，那么沉积岩占地表露头的 75%，而火成岩占地表露头的 25%（图 2-1）。

根据 1969 年 Wedepohl 的资料（表 2-1），花岗岩、花岗闪长岩和石英闪长岩占整个深成岩的 86%，其余部分由辉长岩 (13%) 构成。

Daly (1933)，根据太平洋山脉和阿巴拉契亚山脉的研究，曾经确定安山岩、继而确定玄武岩以及最后确定流纹岩（表 2-2）是最丰富和最具有代表性的火山岩，它们总共90%。

与此有关的沉积岩，Garreis 和 Mackenzie (1971) 曾经估计，粘土、砂（或砂岩）、碳酸盐岩的百分比分别为 81%、11%和 8%。

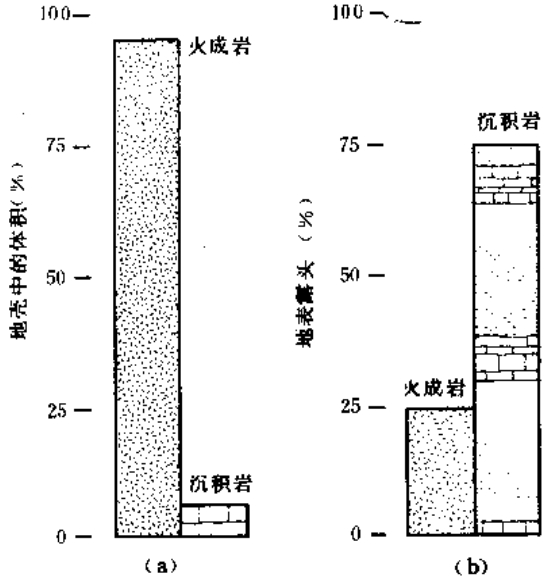


图 2-1 表示火成岩和沉积岩相对丰度的直方图（据 Pettijohn, 1949）

(a) 地壳体积百分比（厚 16km）；(b) 露头面积的百分比

表 2-1 不同类型深成岩的相对丰度（据 Wedepohl，1969）

深成岩	百分比
花岗岩和石英二长岩	44
花岗闪长岩	34
石英闪长岩	8
闪长岩	1
辉长岩	13
其它	$\frac{1}{100}$

表 2-2 出露在地表的不同类型火成岩丰度表（据 Daly，1933）

	太平洋科迪勒拉 ($mile^2$)	阿巴拉契亚带 ($mile^2$)	总计 ($mile^2$)
喷出岩			

续表

	太平洋科迪勒拉 (mile²)	阿巴拉契亚带 (mile²)	总　计 (mile²)
流纹岩	2145.7	1.0	2146.7
英安岩	82.1		82.1
云母安山岩	3.0		3.0
角闪安山岩	21.6		21.6
辉石安山岩（主要）	3966.0		3966.0
辉石玢岩	255.0		255.0
玄武岩	3079.0	130.0	3209.0
粗面岩	6.5		6.5
二长安山岩	4.6		4.6
响岩	5.5		5.5
粗面徨绿岩	0.3		0.3
方沸徨绿岩	0.2		0.2
霞石玄武岩（得克萨斯）	1.2		1.2
霞石黄长岩			
玄武岩（得克萨斯）	2.8		2.8
玻基辉橄岩	2.5		2.5
石英玄武岩	8.0		8.0
总　计	9584.0	131.0	9715.0

2. 3. 岩石成分的表达

岩石成分可以用两种不同方法表达。

2. 3. 1. 元素和化学成分

它们来自实验室内所作的化学分析。其结果可以用现存元素的百分比来表达（表2-3），或者用上述元素的氧化物百分比来表达（表2-4），氧与所有丰富的元素紧密化合。

如果考虑构成地壳元素的相对丰度，我们发现，实际上辨认出的103种元素当中只有8种元素占总体的99%（表2-3b）。

组成地壳的最丰富的不同类型的岩石化学成分收集在表2-5a到2-5c中。

2. 3. 2. 矿物成分

尽管很实用——我们及时看到了自然伽马能谱（NGS●）或者次生伽马能谱测井（GST●）新仪器的好处——但毫无疑问在沉积地质学平面图上表达岩石成分，与测井平面图相比，并

●斯仑贝谢商标。

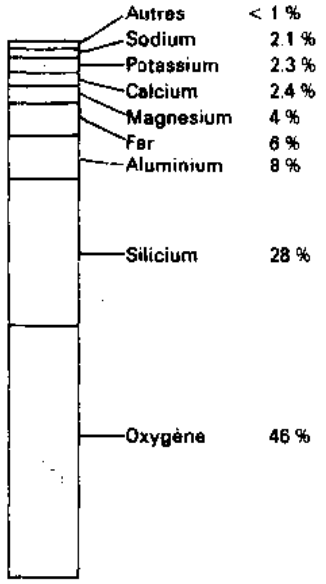
不是好的方法。实际上，一种岩石是由矿物组合构成的。这些矿物组合决定一种岩石的岩石物理性质，一般由测井仪器测量这些岩石物理性质：密度、电阻率、声波旅行时间、压缩性……。因此，这些性质和下列特征有关：

表 2-3

a

	重量 (%)	原子 (%)	体积 (%)	原子半径 (Å)
O	46.71	60.5	94.24	1.40
Si	27.69	20.5	0.51	0.36
Al	8.07	6.2	0.03	0.56
Fe	5.05	1.9	0.44	0.70
Mg	2.08	1.8	0.37	0.70
Ca	3.65	1.9	0.28	0.65
Na	2.75	2.5	1.04	0.99
K	2.58	1.4	1.21	0.95
Ti	0.62	0.3	1.88	1.33
H	0.14	3.0	……	……

b



a 根据 1924 年 Clarke & Washington 重新计算的地壳元素成分（火成岩和沉积岩）

b 地壳内的元素相对丰度（据 Press and Siever, 1978）

表 2-4 地壳的化学成分（重量百分比）

（据 U. S. Geol. Surv., paper 127, 1924）

	克拉克和华盛顿
SiO_2	59.07
Al_2O_3	15.22
Fe_2O_3	3.10
FeO	3.71
MnO	0.11
MgO	3.45
CaO	5.10
NaO	3.71
K_2O	3.11
H_2O	1.30
TiO_2	1.03
P_2O_5	0.30
CO_2	0.35

1）作为岩石成分的每一种矿物具有特有的特性；

2）具有特有的百分比；

3）具有特有的结构和分子式。

这就是为什么我们比较喜欢用矿物来表达岩石成分的原因。

在地球上已经辨认出2200多种矿物。而且其中绝大多数都是稀有种类，而人们只在岩石中发现很稀少的稀有种类（次要矿物）或者只意外地发现稀有种类（偶然矿物）。

不同类型的岩石由少数矿物组合构成。同样，如果我们考虑火成岩，则至多6种基本的矿物（或者主要的组分）构成同一种岩石的成分（表2-6）。

表2-7收集最丰富的70种矿物，既有主要矿物，又有次要矿物，而且有时也有偶然矿物构成岩石的成分。

在沉积岩类中，按照Krynine（1948）介绍，20种矿物就足够构成整个这一大类岩石的99%。这些矿物收集在表2-8，而主要沉积岩的矿物成分由表2-9给出。

应该记住，沉积岩往往由至多4种矿物或者主要组分组成，这就是说具有百分比大于5%的矿物或者组分。根据这种看法我们可以修改由Krynine（1948）引入的，并由Pettijohn（1949）扩充的主要组分（"端元"）的概念，用以表达岩石的成分。

按照这种概念的扩充形式，任何沉积岩的成分，可以依据矿物、组分或者基本组分的类型，用三角形上的点或者四面体中的点来表示，因此，端点相当于这些纯的基本组分（图2-2）。

表2-5a　主要火成岩的化学成分（据Daly，1933）

1）深成岩

	深　成 花岗岩	深　成 花岗闪长岩	深成石英 闪 长 岩	深　成 闪长岩	深　成 辉长岩	深　成 斜长岩	深　成 纯橄榄岩
SiO_2	70.18	65.01	61.59	56.77	28.24	50.40	40.49
TiO_2	0.39	0.57	0.66	0.84	0.97	0.15	0.02
Al_2O_3	14.47	15.94	16.21	16.67	17.88	28.30	0.86
Fe_2O_3	1.57	1.74	2.54	3.16	3.16	1.06	2.84
FeO	1.78	2.64	3.77	4.40	5.95	1.12	5.54
MnO	0.12	0.07	0.10	0.13	0.13	0.05	0.16
MgO	0.88	1.91	2.80	4.17	7.51	1.25	46.32
CaO	1.99	4.42	5.38	6.74	10.99	12.46	0.70
Na_2O	3.48	3.70	3.37	3.39	2.55	3.67	0.10
K_2O	4.11	2.75	2.10	2.12	0.89	0.74	0.04
H_2O	0.84	1.04	1.22	1.36	1.45	0.75	2.88
P_2O_5	0.19	0.20	0.26	0.25	0.28	0.05	0.05

2）火山岩

续表

	喷　出 流纹岩	喷　出 英安岩	喷　出 安山岩	喷　出 玄武岩
SiO_2	72.80	65.68	59.59	49.06
TiO_2	0.33	0.57	0.77	1.36
Al_2O_3	13.49	16.25	17.31	15.70
Fe_2O_3	1.45	2.38	3.33	5.38
FeO	0.88	1.90	3.13	6.37
MnO	0.88	0.06	0.18	0.31
MgO	0.38	1.41	2.75	6.17
CaO	1.20	3.46	5.80	8.95
Na_2O	3.38	3.97	3.58	3.11
K_2O	4.46	2.67	2.04	1.52
H_2O	1.47	1.50	1.26	1.62
P_2O_5	0.08	0.15	0.26	0.45

表 2-5b　主要沉积岩的化学成分（据 Clarke, Leith & Mead, et al.）

	页　岩 平均值	砂　岩 平均值	石灰岩 平均值
SiO_2	58.90	78.64	5.20
Al_2O_3	15.63	4.77	0.81
Fe_2O_3	4.07	1.08	0.54
FeO	2.48	0.30	
MgO	2.47	1.17	7.92
CaO	3.15	5.51	42.74
Na_2O	1.32	0.45	0.05
K_2O	3.28	1.32	0.33
H_2O^+	3.72	1.33	0.56
TiO_2	0.66	0.25	0.06
P_2O_5	0.17	0.08	0.04
CO_2	2.67	5.03	41.70
杂质	1.48	0.07	0.05
	100.00	100.00	100.00

表 2–5c　主要变质岩的化学成分

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	72.93	61.38	51.95	51.53	63.04	63.88	0.76	63.29	40.42	92.00	42.63
Al_2O_3	12.67	15.24	12.58	10.61	16.45	17.70	0.42	1.24	1.86	4.21	1.53
Fe_2O_3	无	3.31	0.90	2.98	1.32	3.20		0.16	2.75	1.80	31.41
FeO	2.08	3.43	8.77	9.93	4.89	1.80		4.68	4.27		0.30
MgO	0.62	2.61	8.90	8.74	5.04	3.72	1.01	27.13	35.95		无
CaO	1.91	4.79	7.00	9.97	3.17	2.72	54.67	痕	0.66	0.04	23.37
Na_2O	3.19	3.29	2.79	2.62	2.62	1.78			0.16	0.16	
K_2O	4.55	2.05	1.38	0.91	2.14	3.34			0.16	1.16	
H_2O^+	0.50	2.38	2.67	0.67	0.66	0.87		4.40	10.51	0.96	
H_2O^-	0.11		0.14	0.08	0.03	0.23		4.40	0.21		
TiO_2	0.54	0.50	1.03	0.60	0.54	0.52			无	0.14	无
P_2O_5	0.11	0.70		0.24	痕	0.38			痕	0.21	痕
CO_2	0.38	0.02	1.02	0.57			43.49		1.44		
杂质	0.21	0.26	0.43	0.71	0.48	0.45			1.24		0.43
	99.80	99.96	99.56	100.16	100.38	100.61	100.35	100.90	99.47	100.68	99.67
比重	2.665			2.956	2.735	2.680					

1. 花岗片麻岩，阿根廷。分析者，M.Dittrich。
2. 闪长片麻岩，不列颠圭亚那。分析者，J.B.Harrison。
3. 绿色片岩，苏必利尔湖绿岩。分析者，S.Darling。
4. 角闪片岩，苏必利尔湖绿岩，在花岗岩附近。分析者，F.Grout。
5. 黑云片麻岩，苏必利尔湖，采自板岩。分析者，F.Grout 和 S.Darling。
6. 板岩，苏必利尔湖，克尼夫湖板岩。分析者，D.Manuel。
7. 大理岩，乔治。分析者，W.H.Emerson。其它大理岩可能是白云质的。
8. 皂石、块滑石，南非。分析者，Van Riesen。
9. 蛇纹岩，马萨诸塞州。分析者，George Steiger。
10. 石英岩，宾夕法尼亚，南山。分析者，F. A. Genth。
11. 钙榴岩，亚利桑那州，克利夫顿。分析者，George Steiger。

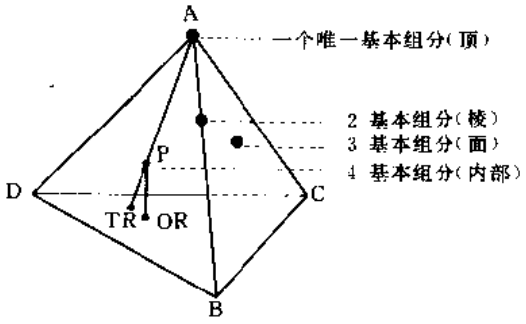


图 2–2　借助于四面体的岩石成分表示方法

表 2–6　几种深成岩的矿物成分（据 Wedepohl, 1969）

	所占的体积						
	花岗岩	花　岗 闪长岩	石　英 闪长岩	闪长岩	辉长岩	火成岩 平均值①	
斜长石	30	46	53	63	56	47	
石英	37	21	22	2	—	11	
钾长石 (包括微纹长石)	35	15	6	3	—	16	
闪石	1	13	12	12	1	6	20
黑云母	5	3	5	5	—	4	
直辉石	—	—	—	3	16	2	
斜辉石	—	—	—	8	16	2	
橄榄石	—	—	—	—	5	0.6	
磁铁矿，钛铁矿	2	2	2	3	4	2	5
磷灰石	0.5	0.5	0.5	0.8	0.6	0.5	1

①据 Clarke et al., 1966。

表 2–7　构成岩石成分最常见的 70 种矿物

组分类	硫 石墨
氧化物类	石英 针铁矿 赤铁矿 褐铁矿 铝氧土（铝土矿） 磁铁矿 金红石
碳酸盐类	方解石、霰石（文石） 白云石 铁白云石、菱镁矿 菱铁矿 菱锰矿 天然碱
硫化物类	黄铁矿 白铁矿 方铅矿

续表

组分类	硫 石墨
硫化物类	石膏 硬石膏 泻利盐 重晶石、天青石、硫镁矾、无水钾镁矾、杂卤石
氯化物类	石盐 钾盐、水氯镁石、光卤石、溢晶石
粘土类	高岭石 绿土（蒙脱石） 伊利石 绿泥石、海绿石
长石类	钾长石：正长石、微斜长石、歪长石 斜长石：碱性斜长石：钠长石、奥长石、安山岩 斜长石：钙质斜长石：拉长石岩、培长石、钙长石
辉石类	顽辉石、紫苏辉石 透辉石、辉石 →辉闪石类
闪石类	角闪石、硬绿泥石、透闪石、阳起石 蓝闪石 →辉闪石类
云母类	白云母、黑云母、锂云母、金云母 绿泥石
贵橄榄石类	橄榄石、仙女石、镁橄榄石
十字石类	钙铝榴石＝钙铝榴石，钙铁榴石 非钙铝榴石＝铁铝榴石、镁铝榴石、锰铝榴石
绿帘石类	
似长石类	霞石 白榴石
沸石类	丝光沸石、片沸石、方沸石、钙沸石
锆石类	锆石、钛石

表 2-8 沉积岩的主要矿物（据 Krynine，1948）

	主矿物		副矿物
	大于岩石的 10%	小于岩石的 10%	（小于岩石的 1%）
碎屑矿物	**石英** 微斜长石 **粘土矿物** （高岭石—铝土矿） **细粒** **云母** （伊利石、绢云母、白云母）	**碎屑燧石** 钠斜长石 （钠长石—奥长石） **粗粒云母** 白云母 黑云母 绿泥石 赤铁矿 褐铁矿	**"铁矿"**：磁铁矿，钛铁矿，碎屑白钛石 **"稳定类"**：锆石、电气石、金红石 **"不稳定类"**： 磷灰石、绿帘石 柘榴石、角闪石 蓝晶石、矽线石，十字石 榍石、黝帘石 **云母**：经常作为副组分出现而不是作为主组分出现
化学和自生矿物	**方解石** **白云石** **铁白云石**	**燧石和蛋白石** **"次生"石英** **石膏和硬石膏，石盐** 伊利石—绢云母—绿泥石系列的某些水云母 磷酸盐和海绿石，菱铁矿和某些铁矿	**锐钛矿**：自生金红石和白钛石

注：用黑体字印刷的矿物是表示在每类中相对更常见的矿物。

表 2-9 主要沉积岩的矿物成分（据 Clarke，Leith & Mead et al）

	粘土	砂岩	碳酸盐
石英	30	70	4
高岭石	12	8	1
云母	18		
白云母	3	3	36
方解石	5	7	56
长石	12	8	2
绿泥石，等等	8	1	
沸石	4		
铁氧化物，等等	5		
杂质	3		

2. 4. 岩石的分类

一般岩石的分类一部分根据岩石的主要矿物成分（石英、长石、云母、闪石、辉石；方解石、白云石；粘土……），另一部分根据结构（晶体或者颗粒的大小，排列……）。

Press 和 Siever（1978）借助于图 2–3～图 2–5 总结出三大类岩石的分类方法。表 2–10 使得我们有可能把每种变质岩与其成分，结构，及原来的岩石联系起来，而且与变质作用类型联系起来。

考虑其石油研究方面的重要性，沉积岩的分类将更详细地研究。

这种分类基本上以基本组分的概念为依据。按等百分比线或者等比例线切开的四面体（或者三角形）的切面确定的体积（或者面），相当于我们很准确定名的哪些岩石类型（图 2–6）。

在陆源碎屑岩这一类中，砂岩类型，我们可以采用 Pettijohn 等（1972）提出的细分，这种细分基于下列基本组分（图 2–7）：石英和燧石，长石（钾长石和斜长石）岩石碎屑和基质（粒径小于 30μm，主要为石英、粘土和云母）。

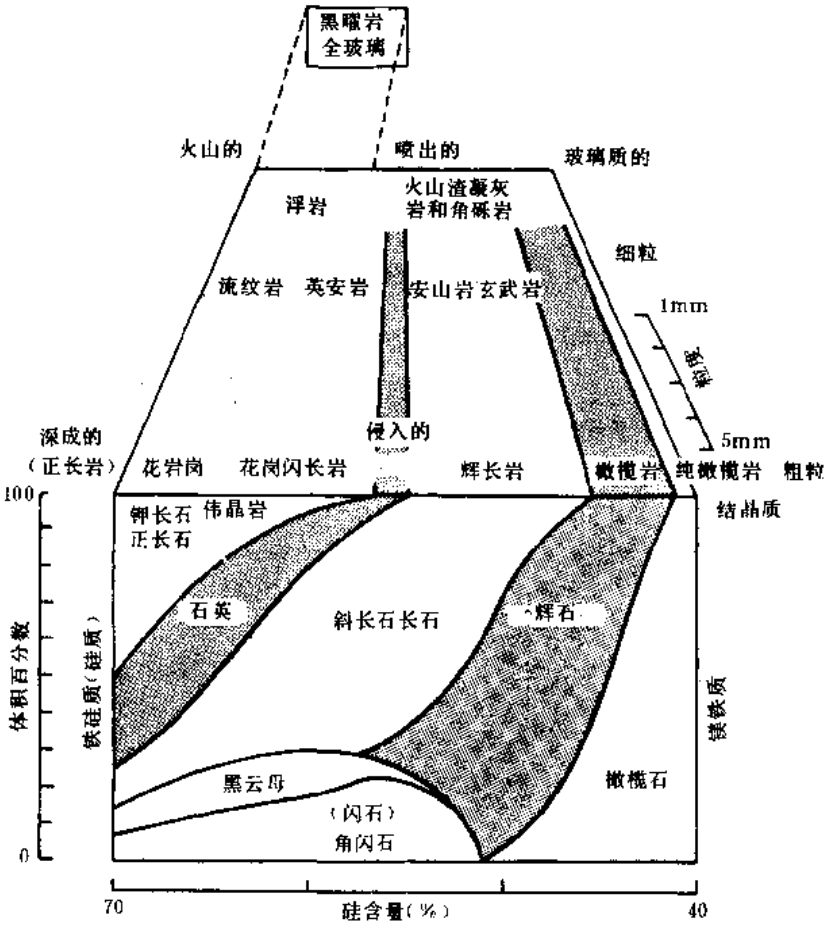
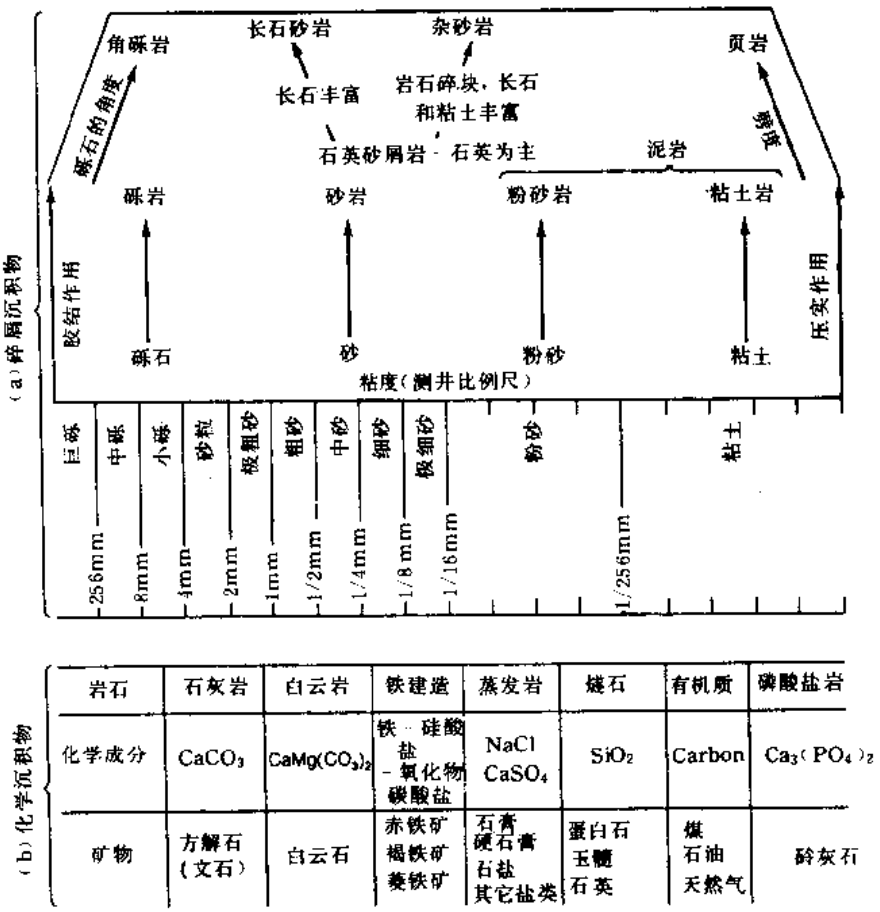


图 2–3　火成岩的分类

（据 Press & Siever，1978）



（b）化学沉积物

岩石	石灰岩	白云岩	铁建造	蒸发岩	燧石	有机质	磷酸盐岩
化学成分	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$	铁-硅酸盐-氧化物碳酸盐	NaCl $CaSO_4$	SiO_2	Carbon	$Ca_3(PO_4)_2$
矿物	方解石（文石）	白云石	赤铁矿 褐铁矿 菱铁矿	石膏 硬石膏 石盐 其它盐类	蛋白石 玉髓 石英	煤 石油 天然气	磷灰石

图 2-4　沉积岩的分类（据 Press & Siever，1978）

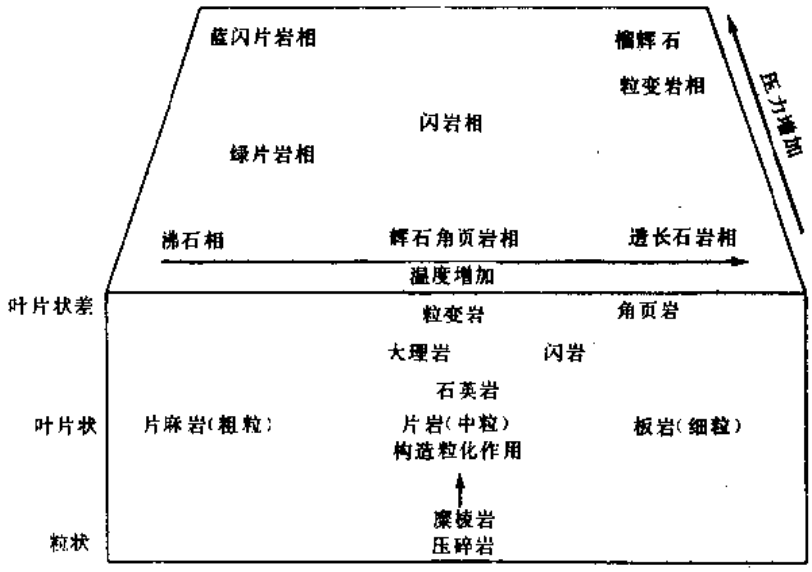
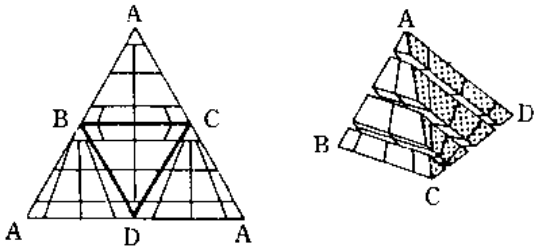
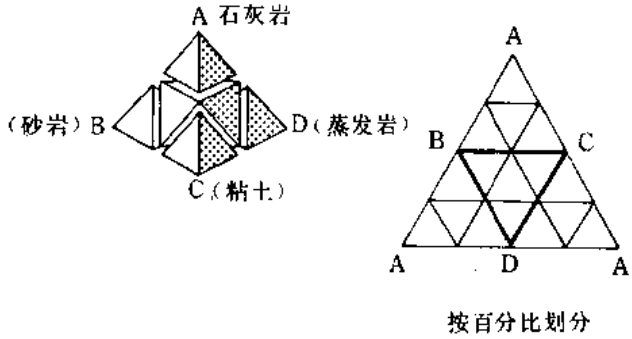


图 2-5　变质岩的分类

结构渐变（图的底部）无需与受温度和压力控制的矿物相对比（图的上部）

（据 Press & Siever，1978）





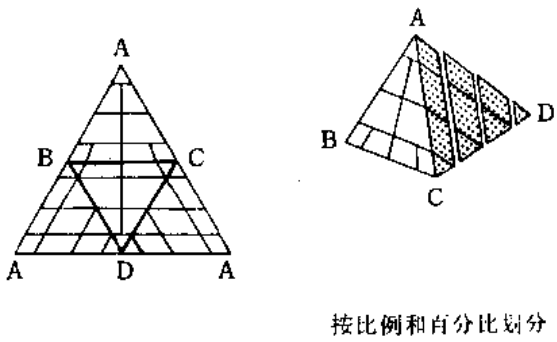


图 2-6　按照等比线、等百分比线，或者二者的组合切开的四面体（或者三角形）切面
(据 Krumbein，1959)

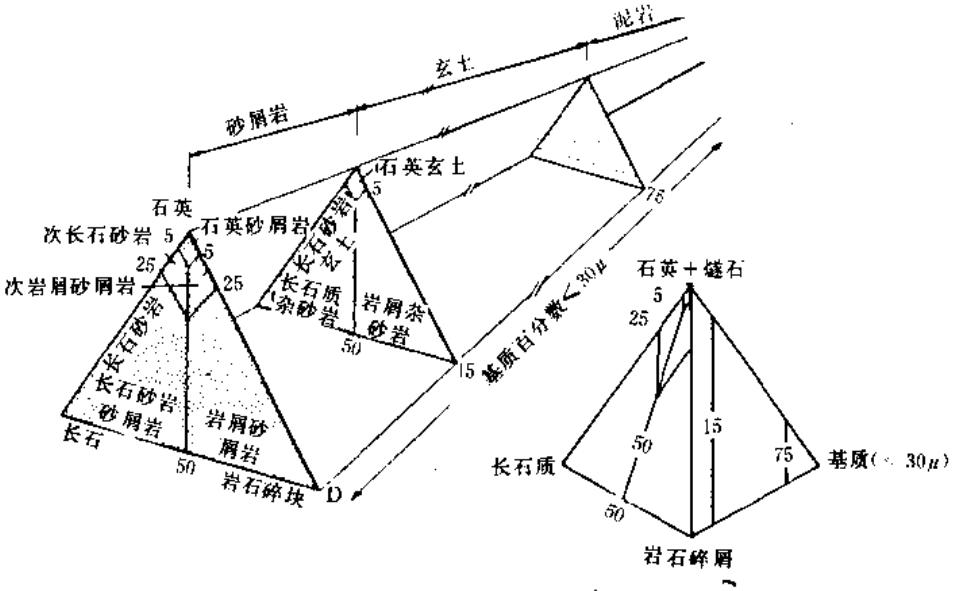


图 2-7　陆源碎屑砂岩的分类（据 Pettijohn et al.，1972）

表 2-10　结构、成分、母岩和变质类型之间的关系

		岩石名称	成　分	母　岩	变质过程
结构	叶片状	板岩		页岩；凝灰岩	
		千纹岩	暗色，片状和（或）柱状硅酸盐矿物（云母、绿泥石、滑石、蛇纹石、角闪石）；石英	页岩；凝灰岩	区域的
		片岩（变种：云母片岩、绿泥石片岩，闪石片岩）		页岩；中性到碱性火成岩	
		片麻岩（变种：柘榴片麻岩、花岗片麻岩）	长石丰富；石英和暗色硅酸盐矿物含量不等（例如闪石、辉石、云母和柘榴石）	酸性到中性火成岩：长石砂岩；杂砂岩；云母片岩	区域的
	非叶片状	变质石英岩 大理岩	石英为主 方解石和（或）白云石含或不含 Ca—Mg 硅酸盐	正砂岩和石英砂岩 石灰岩或白云岩，含或不含杂质	区域的或者接触的 区域的或者接触的
		角页岩	暗色硅酸盐矿物为主	页岩；板岩；中性到碱性喷出岩	接触的
		无烟煤	92～98%碳	泥炭、褐煤、煤	区域的或者接触的

根据主要组分的百分比确定的不同岩石的矿物成分给在表 2-11 中。

在碳酸盐岩这一类中，这种分类可以基于下列主要矿物组分：方解石、白云石、燧石（图 2-8）或者碳酸盐岩（石灰岩和白云岩）、石英、燧石和粘土（图 2-9）；或者还可以基于特征要素（图 2-10）。

其它分类，无论是陆源碎屑层系还是碳酸盐岩层系，依靠结构比依靠曾经提出的岩石成分更多。它们将在以后研究。

表 2-11　主要陆源碎屑岩的矿物成分（据 Pettijohn et al., 1972）

1）长石砂岩和亚长石砂岩

	A	B[①]	C	D	E	F[①]	G	H	I	J
石英	60	57	57	71	60	35	37.7	57	51	53.1
微斜长石	34	35[②]	27	25	13	59[②]	0.7	24	30	18.5
斜长石	—	35[②]	1	25	13	59[②]	45.4	6	11	0.4
云母	—	—	—	—	T	—	4.2	3	1	6.9
粘土	—	—	—	—	5	—	12.0	9	7	17.0
碳酸盐	—	P[③]	—	—	—	2	—	P[③]	P[③]	—
其它	6[④]	8[⑤]	14	4	8	4[⑤]	—	1	—	4.1

①标准或者计算的成分；②实际长石，由 Mackie 分别给定为 55 和 60；③含有 1%以下的量；④绿泥石；⑤铁氧化物（赤铁矿）和高岭石。

A. 破片岩（前寒武纪），挪威（Barth，1938，p.60）。

B. 托里东（前寒武纪），苏格兰（Mackie，1905，p.58）。

C. 约特尼（前寒武纪），芬兰，萨达昆达（Simonen and Kuovo, 1955，Table 2，No.5）。

D. 亚长石砂岩、波士坦砂岩（寒武纪），美国，纽约（Wiesnet，1961，p.9）。亚长石砂岩。

E. 亚长石砂岩、拉莫特砂岩（寒武纪），美国，密苏里（Ojakangas, 1963, p.863）。

F. 下老红砂岩（泥盆纪），苏格兰（Mackie，1905，p.58）。

G. 长石砂岩（二叠纪），法国，奥弗涅（Huckenboltz, 1963, p.917）。

H. 淡的长石砂岩（三叠纪），美国，康涅狄格（Krynine，1950，p.85）。

I. 红色长石砂岩（三叠纪），美国，康涅狄格（Krynine，1950，p.85）。

J. 长石砂岩（渐新统），法国，奥弗涅（Huckenholtz，1963，p.917）。

2）杂砂岩

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
石英	33	22	37	4	24	27	33	56	9	痕
长石	15	5	12	10	32	19	21	37	43	30
岩屑	3	26	15	50	19	30	7	7	10	13
“基质”	45	47	32	32	P[①]	21	33	P[②]	25	45
云母和绿泥石	—	—	—	—	16	—	6	—	4	—
杂质	—	—	3	2	8	3	—	—	4[③]	10[③]

①未分别报导；岩石的 38%是“粘土和粉砂岩”；②未分别报导；③闪石和辉石。

A. 长石杂砂岩（前寒武纪），加拿大，安大略；3 次分析的平均值（Pettijohn，1943，p.946）。

B. 岩屑杂砂岩（马丁斯巴格页岩），（奥陶纪），美国，宾夕法尼亚（McBride，1962，p. 62）。

C. 阿贝雷斯特威斯粗砂岩（志留纪），威尔士（Okada，1967，Table 1，Analysis 70A）。

D. 岩屑杂砂岩（泥盆纪），澳大利亚；5 次的平均值（Crook，1955，p. 100）。

E. 长石杂砂岩（泥盆纪—密西西比纪，塔内尔），德国，哈茨山（Helmbold，1952，p.256）。

F. 杂砂岩（库尔姆），德国，哈茨（Mattiat，1960）。

G. 杂砂岩（中生代早期），新西兰，波里鲁阿地方（Webby, 1959, p. 472）。

H. 长石杂砂岩（侏罗纪？法兰西组），美国，加利福尼亚；17 次分析平均值（Taliaferro，1943，p.135）。

I. 普兰杂砂岩（白垩纪），巴布亚；4 次平均值（Edwards，1950b，p.164）。

J. 凝灰质奥莱杂砂岩（中新统），巴布亚；2 次平均值（Edwards，1950a，p.129）。

3）岩屑砂岩（次杂砂岩）和原石英岩（次岩屑砂屑岩）　　续表

	A	B	C	D	E	F	G	H
石英	50	60	78	65.4	32.0	71	30.9	27
长石	3～5	3	3	65.4	2.2	8	10	2
云母	—	1	—	—	0.2	痕	0.5	—
岩屑	40	35	15	10.6	43.0[④]	22[④]	33.0[⑤]	46[⑤]
"粘土"或者基质	10	2	4	6.8	6.9	2	5.5	5
氧化硅胶结物	—[①]	—	—	11.9	痕	—	—	—
方解石胶结物	—	有	—	8.5	13.0	—	19.2	20

①包括 15.0%燧石；②包括 28.0%燧石；③5～10%，作者的观察；④包括 5.0%燧石；⑤包括 3.0%燧石、12.0%石灰岩，27.0%白云岩。

A. 奥期韦戈砂岩（奥陶纪），美国，宾夕法尼亚（Krynine and Tuttle，1941）。

B. 布拉德福德砂岩（泥盆纪），美国，宾夕法尼亚（Krynine，1940，c—1，Table 3）。

C. 迪塞组（宾夕法尼亚纪），美国，俄克拉何马（Jacobsen，1959，Table 4，Analysis D—112）。

D. 莫里森组的萨尔特沃什段（侏罗纪），美国，科罗拉多高原；25 片薄片的平均值（Griffiths，1956，p.25）。

E. "钙质杂砂岩"（白垩纪），阿拉斯加，托罗克；3 个样品的平均值（Krynine，刊于 Payne and others，1952）。

F. 巴萨尔克莱博尔内砂岩（始新统），美国，得克萨斯（Toda and Folk，1957）。

G. "弗里奥"砂岩（渐新统），美国，得克萨斯，吉姆韦尔斯和克列贝格县，西利格森油田；22 个样品的平均值（Nanz，1954，p.112）。

H. 磨砾层砂岩（第三纪），德国（USM No. 186，Fochtbauer，1964，p. 256）。

4）正石英岩（石英砂屑岩）

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
SiO_2	98.87	95.32	97.58	97.36	98.91	83.79	99.54	99.40	97.30	93.13
Al_2O_3	0.41	2.85	0.31	0.73	0.62	0.48	0.35	0.20	1.40	3.86
Fe_2O_3	0.08	0.05	1.20	0.63	0.09	0.063	0.09	0.01	0.30	0.11
FeO	0.11	—	—	0.14	—	—	—	—	—	0.54
MgO	0.04	0.04	0.10	0.01	0.02	0.05	0.06	0.01	0.03	0.25
CaO	—	痕	0.14	0.04	0.02	8.81	0.19	<0.01	<0.05	0.19
Na_2O	0.08	0.30	0.10	0.08	0.01	—	—	0.08	<0.05	—
K_2O	0.15	0.30	0.03	0.19	0.02	—	—	痕	0.20	—
H_2O^+	0.17	—	—	0.54	—	—	0.25	0.04	—	—
H_2O^-	0.17	—	—	0.14	—	—	—	0.01	—	—
TiO_2	—	—	—	0.05	0.05	—	0.03	0.02	0.28	—
P_2O_5	—	—	—	0.02	—	—	—	无	—	—
MnO	—	—	—	0.01	—	—	—	痕	0.003	—
ZrO_2	—	—	—	—	—	—	—	<0.01	0.06	—
CO_2	—	—	—	—	—	6.93[②]	—	—	—	—

续表

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
灼失	—	1.44	0.03	—	0.27	—	—	0.28	—	1.43
总计	99.91	100.00	99.62[①]	99.94	99.99	100.133[②④]	100.51	100.05[④]	99.57	99.51

①包括 $SO_3$0.13；②计算的；③包括有机质 0.006；④包括 $Cr_2O_3$0.0008；BaO 和 SrO 无；NiO 小于 0.001；CuO 小于 0.00027；C_aO 小于 0.0002.

A. 梅斯纳德石英岩（前寒武纪），美国，密执安；马凯特县。分析者，R.D.Hall（Leith and Hise，1911，p.256）。

B. 洛兰石英岩（前寒武纪），加拿大，安大略，普拉姆默区。分析者，M.F.Connor（Collins，1925，p.68）。

C. 苏石英岩（前寒武纪），美国，达科塔，苏福尔斯（Rothrock，1944，p.151）。

D. 苏哈沃里砂岩（前寒武纪?），芬兰，蒂利哈尤。分析者，Pentti Ojanperä（Simonen and Kuovo，1955，p. 79）。石英 70%～75%；长石 0.1%～1.4%；岩屑 0.1%～5.6%；氧化硅胶结物 18%～20%。

E. 斯特彼得砂岩（奥陶纪），美国，明尼苏达，门多塔。分析者，A.William（Thiel，1935，p.601）。

F. 辛普森砂岩（奥陶纪）。美国，俄克拉何马，库尔克里克（Buttram，1913，p.50）。

G. 塔斯卡罗拉石英岩（志留纪）。美国，宾夕法尼亚，亨德曼（Fettke，1918，p.263）。

H. 奥里斯卡尼砂岩（泥盆纪），美国，西弗吉尼亚，伯克利斯普林斯，伯克利斯普林斯采石场。分析者，宾夕法尼亚玻璃砂公司，夏普一舒尔茨公司。宾夕法尼亚玻璃砂公司提供的分析。

I. 曼期菲尔德组（宾夕法尼亚系底部）。美国，印第安纳，克劳福德县。分析者，M. E. Coller, R. K. Leininger, R. F. Blakely。计算的矿物成分：石英 95.3；正长石 1.2；高岭土 3.0；钛铁矿 0.3（Murray and Patton，1953，p.28）。

J. 贝雷阿砂岩（密西西比纪）。美国，俄亥俄，贝雷阿。分析者，N.W. Lord。原石英岩（Cushing, Leverett and Van Horn，1931，p.110）。

5）粘土

	页岩平均值（Leith and Mead）	冲洗粘土，冰岛，雷基尔
石英	32	20
滑石	32	20
长石	18	20
绢云母	18	20
高岭土等等	10	50
方解石，白云石	8	50
绿泥石	6	50
褐铁矿、黄铁矿、赤铁矿	5	50
褐石等	1	50
有机质	1	50

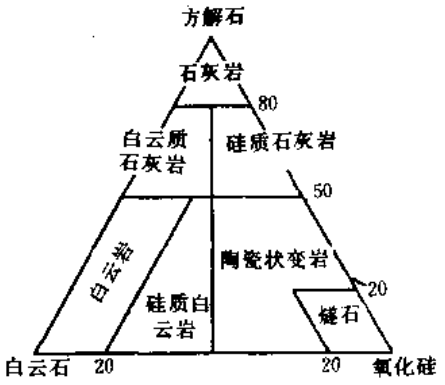


图 2-8　碳酸盐岩的分类（据 Pettijohn，1944）

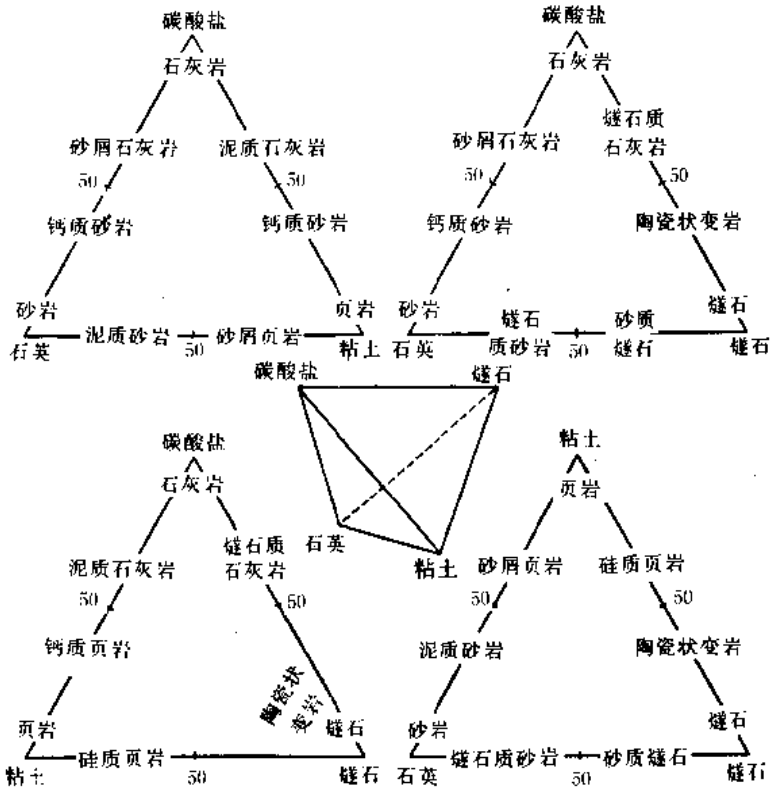


图 2-9　根据碳酸盐岩—燧石—石英—粘土四面体的碳酸盐岩的分类

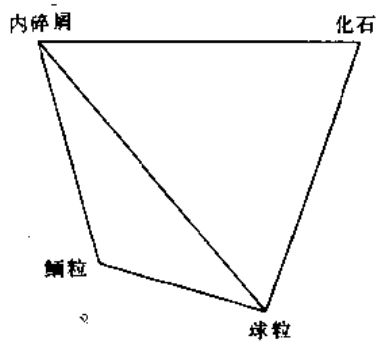


图 2-10　根据特征组分丰度的碳酸盐岩的分类（据 Krumbein & Sloss, 1963）

2. 5. 根据测井确定岩石成分

对岩石成分敏感的测井是相当多的而且是各种各样的。当记录的测井系列满足更小的范围的时候，这些测井将很容易地作出这种确定。

确定岩石成分的两种方法同样可适用于不同的测井。

2.5.1. 元素成分的确定

市场上介绍的自然伽马能谱仪（NGS）或次生伽马能谱仪（GST）能够直接探测下列元素：

1）NGS（图 2-11）能够直接探测钾（K）、钍（Th）和铀（U）；

2）GST 能够直接探测碳（C）、氧（O）、硅（Si）、铁（Fe）、钙（Ca）、硫（S）、氯（Cl）和氢（H）。

在研究上述列举的时候，我们看到，除三种元素（Al、Mg 和 Na）以外，NGS、GST 仪器能够确定最丰富的元素百分比。其好处在于直接确定岩石的一些元素的含量，尤其结合其它仪器的测量：氢—中子指数和光电吸收截面能更好地对成分进行探测。实际上，中子仪器（SNP● 型超热中子仪）同样表达了轻元素（H、C、O、Si）岩石中的总含量减少，或热中子（CNL●型热中子仪）吸收元素（Gd、B、Li、Cl、Fe）的总含量减少。岩性—密度（LDT●仪）提供构成岩石成分中的元素的平均原子序数。

2.5.2. 矿物成分的确定

正如我们已经看到，岩石是由矿物组成的。因此，这是后者的物理性质，而且或许这是影响测井仪器响应的、构成其成分的元素的原子性质。

实际上，本身一方面与岩石中存在的每种矿物特有的特性和每种矿物在研究体积中的百分比有关；另一方面与占据孔隙空间的流体的性质和百分比有关。

表 2-12 总结了构成岩石主要矿物的测井响应。它们曾经或者经验地确定过，或者在某些情况下由计算确定过。

让我们进入本题，即岩石同时只包含不多的 4 种主要矿物，因此，足以使得我们有可能预先识别这些矿物的性质和表征这些矿物性质的测井参数（密度、氢—中子指数、光电吸收截面、放射性自然伽马或者例如钾的含量），而且有可能根据 LDT、CNL、GR（或者 NGS）仪器的组合计算其百分比。

实际上，岩石的成分可能更复杂。因此，应该增加单独测井测量的次数，并且具有构成其成分的矿物性质的准确概念。在具有孔隙的这一类岩石中，同样应该识别孔隙内现存流体的性质，并确定其在岩石内的百分比（孔隙度）和在孔隙内的百分比（饱和度），以便用来计算由它们造成的响应部分。

岩石矿物成分的正确确定，一方面是由于矿物模式和特征测井参数选择好的结果；而另一方面是由于方程组求解的结果，常常为线性方程组，与每种仪器对参数和对每一种组分（矿物和流体）的体积百分比响应有关。

矿物模型的选择一方面根据测井本身（用颜色表示的 2，3 维，甚至到 4 维交会图（Z 值图）的分析，倾角测井的研究，电相的应用，…）；而另一方面根据外貌的识别（岩屑的研究，岩芯的分析，有关区域地质，地层的预先识别……）。后者能够节省适合每个层系的模型选择的时间。然而，由于缺少这些资料，或者由于缺少可能作为其有效性控制的方法，所以，仅仅根据不同的测井，迅速地掌握岩石类型的概念，并由此选择本身应用的矿物模型，这是可能的。这也是我们将试图证明的。不过，在开始讨论岩石类型识别及其矿物成分识别的问题，以及在严格意义上的解释之前，最好回顾一下测井资料处理的不同阶段。

●斯仑贝谢商标。

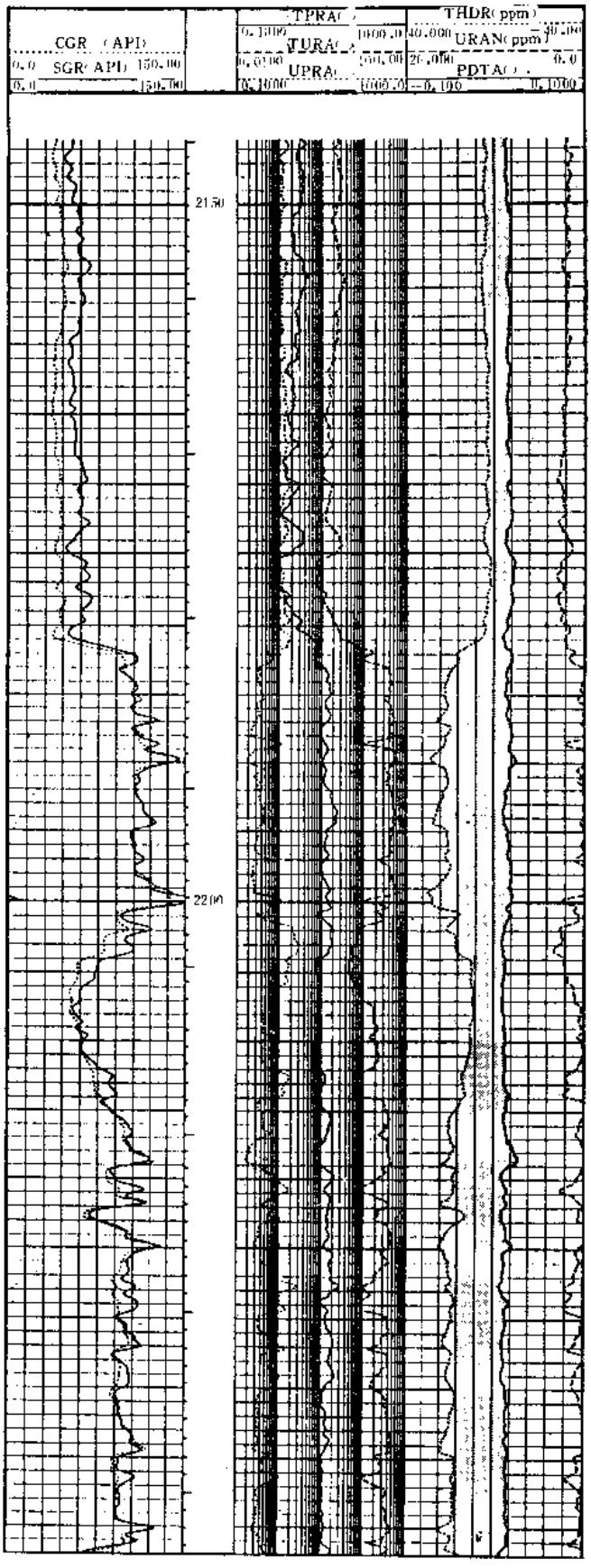


图 2-11　NGS（自然伽马能谱）测井示例

2. 6. 测井资料的准备

如前所述，在整个解释之前，不得不核实测井资料质量控制的有效性，如可能的话重新校正，以减轻环境的影响，滤去由于统计变差造成的噪声，最后校准深度，以便建立《组合测井》。

2. 6. 1. 质量和校正控制

不同测井的不同质量控制应该在其记录结束后在井深的同一位置上进行。实际上，只有在这个时候才有可能暂时应付一台可能不正常运行的仪器，或者在修理以后重新记录，或者由同一类型的一台其它仪器代替不合规格的仪器，或者提供可比较的信息。因此，必要时测井质量控制及其校正这样一些工序，不得不回忆一下。

2. 6. 2. 环境影响的校正——滤波

借助于 CSU● 型系统对井场进行的校正通常是简单而不完善的。

这就是为什么指责计算中心的理由。这既可以根据由服务公司提供的每种仪器特有的校正图版进行，又可以借助于以算法形式表达这些图版的自动程序进行。

核测井仪器的滤波运算与自然伽马能谱测井一样。计算中心所采用的滤波性能比 CSU 系统的要好。

2. 6. 3. 不同测井深度校准及组合测井的建立

资料准备这一步前面已经涉及。因此，不得不回忆这一步。

2. 6. 4. 电层和电序列划分

这一步处理并不是必不可少的，只不过是习以为常，自从电流计引进以来，一直把曲线考虑为连续的信息，即使当它们并不代表地质的真实性，而且当数字记录引入以来，这种连续性仍然只是表面的：实际上，对于其它一些测井来说，采样间距为 6in 或者至多为 1.2in，对于 HDT● 和 SHDT● 倾角测井来说，采样间距分别为 0.2 和 0.1in。

不过可以建议采用这一工序，以便接近地质条件，由不同厚度的层序或者序列构成的层系。如果我们一方面希望消去由于仪器本身及其垂直分辨率不足引起的信号（人为上斜线），或者另一方面希望校正井壁对薄层直接测量的影响，那么这一工序应该是必不可少的。

电层可以定义为具有差不多恒定的测井特征的深度间隔；

电序列定义为以连续方式变化的一个或者多个特征所在的深度间隔所勾画的一条上斜线。这个间隔应当具有大于仪器垂直分辨率的厚度，相当于具有这种现象的记录厚度。

这种划分可以进行直观解释或手工解释，或者借助于人机对话屏幕进行解释，或借助于适当的程序进行自动解释。图 2-12 给出一个用自动化方法获得的划分例子。

2. 7. 岩石的测井分类

根据测井解释者（测井分析者）的观点，岩石可以分成两大类：

1）无连通孔隙的岩石，它们并不构成储集层。其电阻很高；

●斯仑贝谢商标。

2）具有连通孔隙的岩石，所构成潜在的储集层。它们可以是：由于它们具有少量的孔隙或在孔隙内含有大量非导电的流体（油气、沥青或者淡水）引起的高电阻；或者由于它们具有或多或少的孔隙和（或）含有大量或者少量（饱和大量或者少量咸水）的导电流体（咸水）引起的导电性变化。

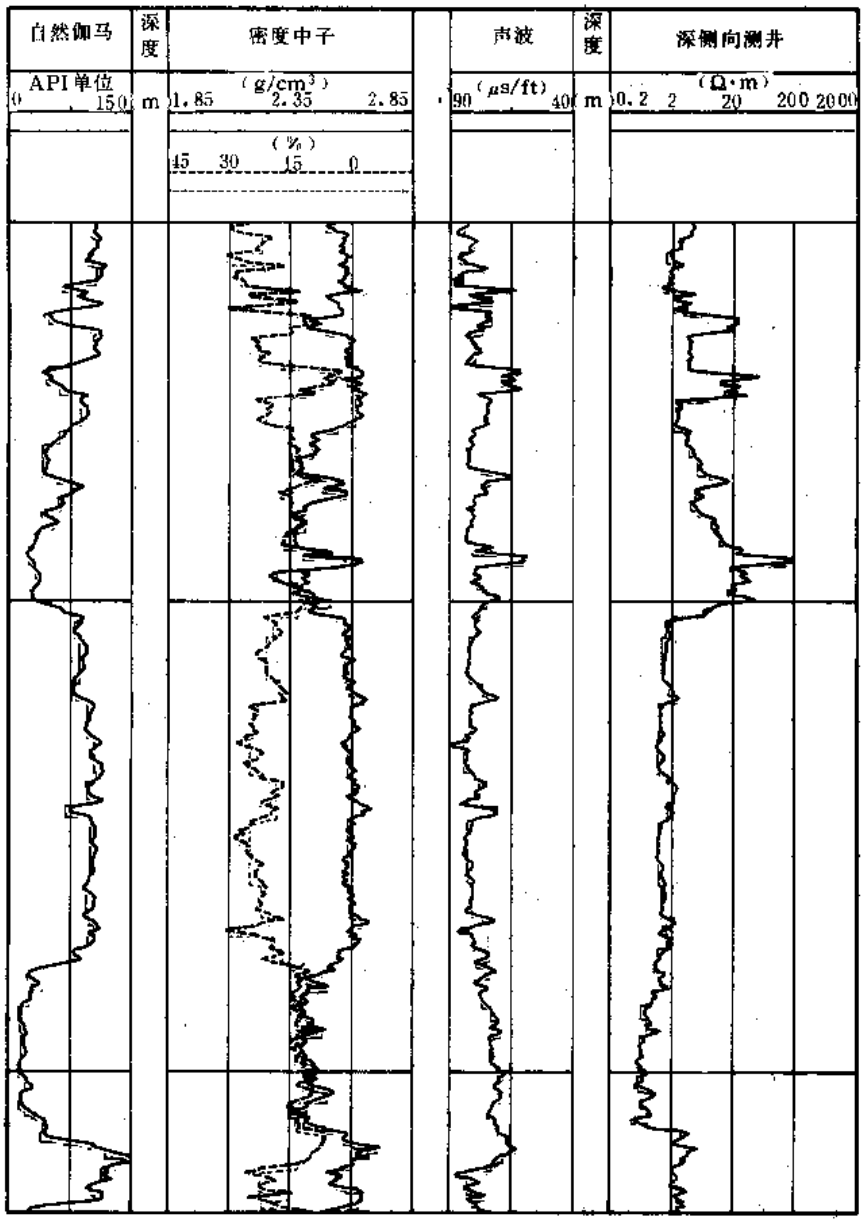


图 2-12　用自动化方法获得的组合测井划分

在第一种情况中，未知数是组成岩石的每种矿物的性质及其体积百分比，以及孔隙体积（可能的话）。而且我们无法确定饱和度，因此，我们除了用来识别这一类岩石以外，并没有采用电阻率测量。

在第二种情况中，这些未知数应该另外考虑到存在在孔隙内的流体的性质和百分比（饱和度）。这就使得解释稍微更复杂一些，确定矿物成分的问题与根据仪器侵入带内的孔隙度、流体的性质及其饱和度精确计算的矿物成分问题无法区分开来。不过，这两种最新的参

数取决于侵入和每种测量仪器随着深度的变化。

因此，不得不引入电阻率测量及其计算响应方程，并考虑岩石的结构和沉积构造（纹层状、分散状和构造状的粘土；导电矿物的存在）。

为了考虑储集层岩石矿物成分的准确确定问题，因此不管其性质，将只涉及到储集层的研究（参看第9章）。上述意见表明，涉及根据不同测井确定岩石矿物成分的问题，是建立在钻穿地层并根据其电阻率划分的基础上。

2.7.1. 具有低到中等电阻率地层的情况

由于它们具有孔隙并含有导电流体，以及除了连通孔隙之外的所具有的表面导电性（与水有关的粘土），因此它们才先天地与导电岩石相当。因此，在第9章中将研究其解释方法。

2.7.2. 具有高电阻率地层的情况（>100Ω·m）

它们可能相当于下列岩石类型当中的一种：

1）或者深成的或者火山的，未蚀变的或者破碎的火成岩；

2）未蚀变的或者破碎的变质岩；

3）无孔隙的沉积岩（蒸发岩类型的化学岩：石膏、硬石膏、石盐、杂卤石、钾盐……），或者孔隙很少的沉积岩（石英岩、石灰岩、致密和胶结很紧无破碎的白云岩）。

4）具有孔隙的而又含有非导电流体（油气、淡水、沥青、地沥青）的岩石（储集层）。

把电阻层解释为一种或另一种岩石类型将建立在全面观察的基础上。

2.7.2.1. 电阻率曲线的区别

双侧向测井（"浅"和"深"）和微设备（微侧向测井或者微球形聚焦测井）的电阻率曲线显示出连续的区别。我们可能承认这种连续的区别与侵入有关，而且得出岩石具有渗透率、孔隙度的结论。其矿物成分的确定将最后涉及（第9章）。

2.7.2.2. 电阻率曲线区分的步骤

实际上，具有高电阻率的层段并没有显示出不同电阻率测量之间的区别。我们可以合理地得出无孔隙或者无连通● 孔隙岩石的结论。

如果它的放射性低，而且氢—中子指数（CNL）介于-2～2p.u之间，那么这种层段有可能相当于化学的，或者胶结很紧的，或者由成岩作用重新结晶的一种沉积岩，尤其当夹层具有可变电阻率时（参看章节2.9.）。如果不是这种情况，那么可以接受一种变质岩，典型的大理岩或者石英岩这种假设（参看章节2.11.）。

放射性强度低和氢—中子指数高（>35p.u.）表示化学成因的，富含进入晶体中的水分子的一种沉积岩（石膏、水氯镁石、溢晶石、泻利盐、硫镁矾、天然碱）。该层段矿物成分的确定技术将以后叙述（参看章节2.9.）。

1）与中等氢—中子指数（$10<I_H<25$ p.u）有关的弱放射性可能指示安山岩和玄武岩类型的碱性火山岩（参看章节2.8.）。

2）含放射性层段通常从中等变化到强，氢中子指数本身不随放射性变化。如果层段夹有不含放射性与氢中子指数极低或极高的地层则该层段可能相当于或多或少地富含钾盐的一种蒸发盐沉积岩（参看章节2.9），反之，如果层段由相当均匀和厚的地层构成，则认为火

●如果$R_{xo}S_{xo}^n=R_tS_w^n$或者$R_w=R_{mf}$（含水带），则我们可以不再观察区别。一般来说，井径的研究有可能识别这种情况（泥饼的存在）。

成岩（深成的或火山的）或叶片状的变质岩（板岩、云母片岩）的这种假设可以接受（参看2.8§或者§2.11.）。

2.8. 未蚀变火成岩的解释

正如前面所看到的，未蚀变的或者破碎的深成岩不具有连通孔隙。因此，它们具有高的电阻率。

火成岩则相反，可能具有高的孔隙度。如果这种孔隙是连通的，那么岩层电阻率可能是低的，因此，它成为储集层。

火成岩的放射性随着放射性矿物（钾长石、似长石、云母、锆石类的副矿物、独居石、褐帘石、磷钇矿……）的含量而变化。

声波传播的速度一般来说是高的，深成岩大于6000m／s，而无连通孔隙的火山岩为5250m／s。

通过识别火成岩类型确定其矿物成分。

2.8.1. 火成岩类型的确定

由Daly等（1966）修改过的Daly（1933）的著作中证明，岩石的密度是从酸性岩石向超基性岩石增加的（表2–13）。

表2–13a 深成岩的平均密度（据Daly，1933）

岩　　石	样 品 号	平均密度	密度范围
花岗岩	155	2.667	2.516～2.809
花岗闪长岩	11	2.716	2.668～2.785
正长岩	24	2.757	2.630～2.899
石英闪长岩	21	2.806	2.680～2.960
闪长岩	13	2.839	2.721～2.960
苏长岩	11	2.984	2.720～3.020
辉长岩			
包括橄榄辉长岩	27	2.976	2.850～3.120
辉绿岩，新鲜	40	2.965	2.804～3.110
橄榄岩，新鲜	3	3.234	3.152～3.276
纯橄榄岩①	15	3.277	3.204～3.314
辉石岩	8	3.231	3.10～3.318
斜长岩	12	2.734	2.640～2.920

①引自 Birch, Jour. Geophys. Res., 65, 1083 (1960)。

Henkel（1976）进行的研究表明，根据采自瑞典北部30000多个岩石样品，才有可能一方面把密度与硅的含量联系起来，另一方面把密度与（Ca+Mg）／（K+Na）比值联系起来（图2–13和图2–14）。

表 2-13b　天然玻璃的平均密度（据 Daly，1933）

玻　璃	测定号	密度密围	平均密度	参　照
流纹岩黑曜岩	15	2.330～2.413	2.370	2
粗面黑曜岩	3	2.435～2.467	2.450	2
安山岩玻璃	3	2.40～2.573	2.474	1
白榴碱玄岩玻璃	2	2.50～2.58	2.55	1
玄武玻璃	11	2.704～2.851	2.772	2

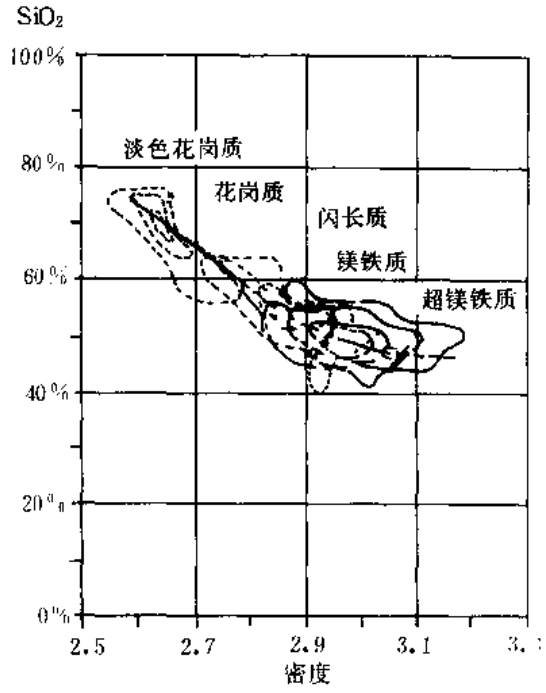


图 2-13　火成岩密度和二氧化硅含量之间的关系（据 Henkel，1976）

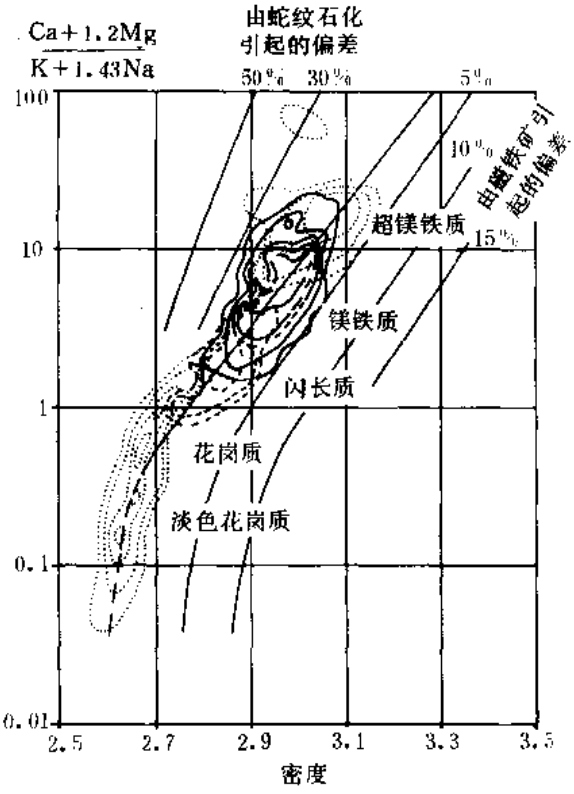


图 2-14　密度和（Ca+1.2Mg）/（K+1.43Na）比值之间的关系（据 Henkel，1976）

另外，我们曾经看到硅的含量从酸性岩石向超基性岩石减少；而恰好相反，钙、铁和镁的含量从花岗岩或者流纹岩向辉长岩或者玄武岩增加（表 2-5a，图 2-15a，Daly，1933）。

我们由前面看到（参看 2.5.1.）GST 仪能够测定硅、钙、铁和氧的含量。因此，我们几乎可以直接根据含量或者采用比值（Si / Ca+Fe）确定火成岩的性质。后者实际上从 15 变化到 2，从酸性或者长英质岩石变化到超基性或者镁铁质岩石（图 2-15b）。

同样，如果根据表 2-5a 中列出的不含似长石的主要岩石的 K_2O 的含量，投影二氧化硅（即硅）的含量，那末我们发现这里同样存在强相关（图 2-16）。由自然伽马能谱测量仪器测量的钾含量，结合来自 GST 的硅含量，能迅速地确定火成岩的类型。图 2-17 为火成

岩的铀含量。

另外，钍和铀含量从酸性岩石向超基性岩石减少（表 2–14）。

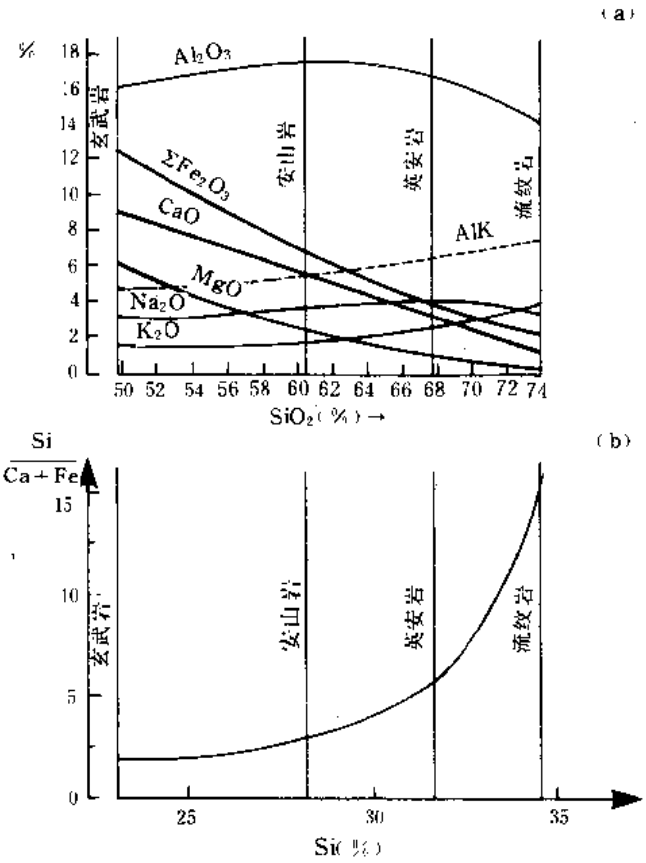


图 2–15　根据：(a) 其 Al_2O_3，Fe_2O_3，CaO，NaO、K_2O，MgO 含量；(b) Si／（Ca+Fe）比值和硅含量的火山岩分类（据 Daly，1933）

表 2–14　几种火成岩的钍、铀和钾的含量

（据 Clark et al., 1966 和 Adams & Gasparini, 1970）

火　成　岩	钍（ppm）	铀（ppm）	钾（%）
酸性侵入			
花岗岩	19～20	3.6～4.7	2.75～4.26
路登岛[1]	21.5～26.6(25.2)	1.32～3.4(1.99)	3.92～4.8(4.51)
路登岛[1]	6.5～80(52)	1.3～4.7(4)	5.06～7.4(5.48)
新罕布什尔	50～62	12～16	3.5～5
前寒武纪	14～27	3.2～4.6	2～6
花岗岩的平均值	15.2	4.35	4.11
正长岩[1]	1338	2500	2.63

续表

火　成　岩	钍（ppm）	铀（ppm）	钾（%）
酸性喷出			
流纹岩	6～15	2.5～5	2～4
粗面岩	9～25	2～7	5.7
碱性侵入			
辉长岩	27～3.85	0.84～0.9	0.46～0.58
花岗闪长岩	9.3～11	2.6	2～2.5
科罗拉多[2]	99～125(110.6)	0.19～2.68(1.98)	2.62～5.6(5.48)
闪长岩	8.5	2.0	1.1
碱性喷出			
玄武岩			
碱性玄武岩	4.6	0.99	0.61
高原玄武岩	1.96	0.53	0.61
碱性橄榄玄武岩	3.9	1.4	1.4
在俄勒冈[1]	5.5～15(6.81)	1.2～2.2(1.73)	1.4～3.23(1.68)
安山岩	1.9	0.8	1.7
在俄勒冈[1]	5～10(6.96)	1.4～2.6(1.94)	2.4～4.28(2.89)
超基性			
纯橄榄岩	0.01	0.01	0.02
橄榄岩	0.05	0.01	0.2
在加利福尼亚[1]	0.0108	0.0048	0.019

①引自 U.S.G.S. Geochemical standards，引于 Adams & Gasparini. 1970.

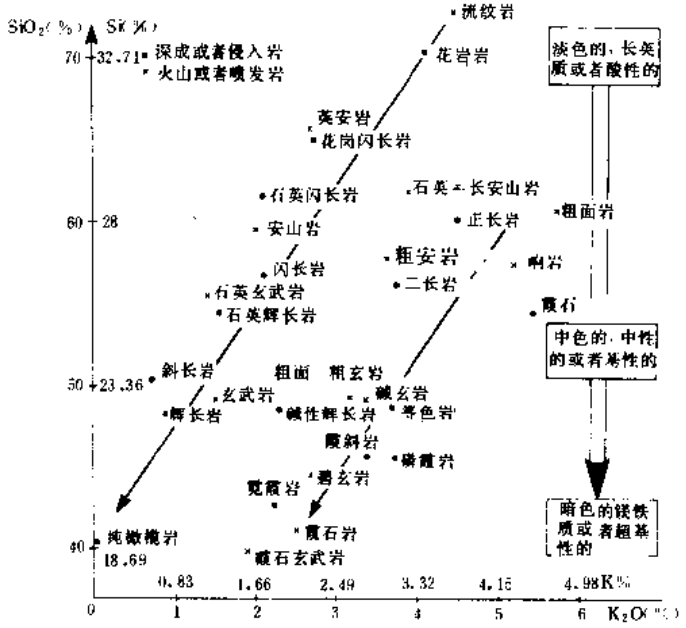


图 2-16　根据其氧化硅和钾含量的火成岩分类

根据 Christesen（1965，图 2-18）和 Press（1966）在火成岩内进行的声波速度测量，声波速度从酸性岩石向超基性岩石增加。

无论是以交会图的形式（例如密度和声波旅行时间（图 2-19）或者钍随着铀而变化（图 2-20），或者钾随着铀而变化（图 2-21）），还是以电相的形式（图 2-22 (a)），组合这些资料，都能够更好地识别深成岩和与岩墙或与熔岩有关的某些火山岩的性质。

表 2-15 总结了主要火成岩的测井响应。

2. 8. 2. 火成岩矿物成分的确定

采用测井资料，或者外部信息并应用上述方法得来的火成岩类型知识，使得我们有可能确定矿物模型，并根据这种矿物模型计算岩石中现存的每种矿物的百分比，而且有可能的话，计算岩石的孔隙度（必然低）。

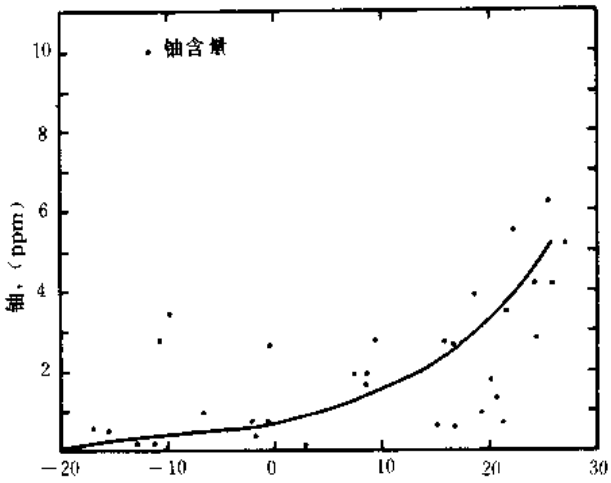


图 2-17 火成岩的铀含量
（据 Larsen et al, 1954）

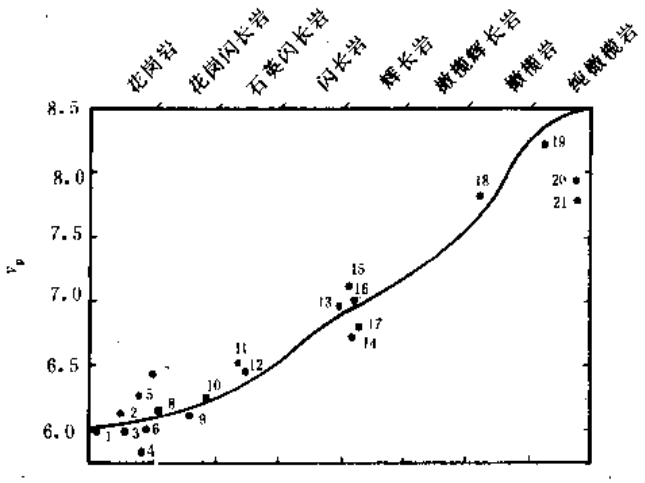


图 2-18 声波速度随着深成岩性质的变化情况
（据 Christensen, 1965）

而且，在块状和未蚀变的花岗岩这一类中，我们将获得下列模型：钾长石（F＝正长石），石英（Q），斜长石（P＝钠长石），云母（M＝黑云母）和闪石（A＝角闪石）。在这种情况下，我们有五个未知数（五个百分比），孔隙度很低，肯定小于 2%，而且其影响可以忽略不计。为了计算其百分比，它基本上满足解一个方程组，这个方程组把每种仪器的测量值与每种矿物的测井参数以及其体积百分比联系起来。

因此，五种测井测量参数一开始就足够了。

$$\rho_b = V_F\rho_F + V_Q\rho_Q + V_P\rho_P + V_A\rho_A$$

$$Th = V_F Th_F + V_Q Th_Q + V_P Th_P + V_A Th_A$$

$$K = V_P K_F + V_Q K_Q + V_P K_P + V_A K_A$$

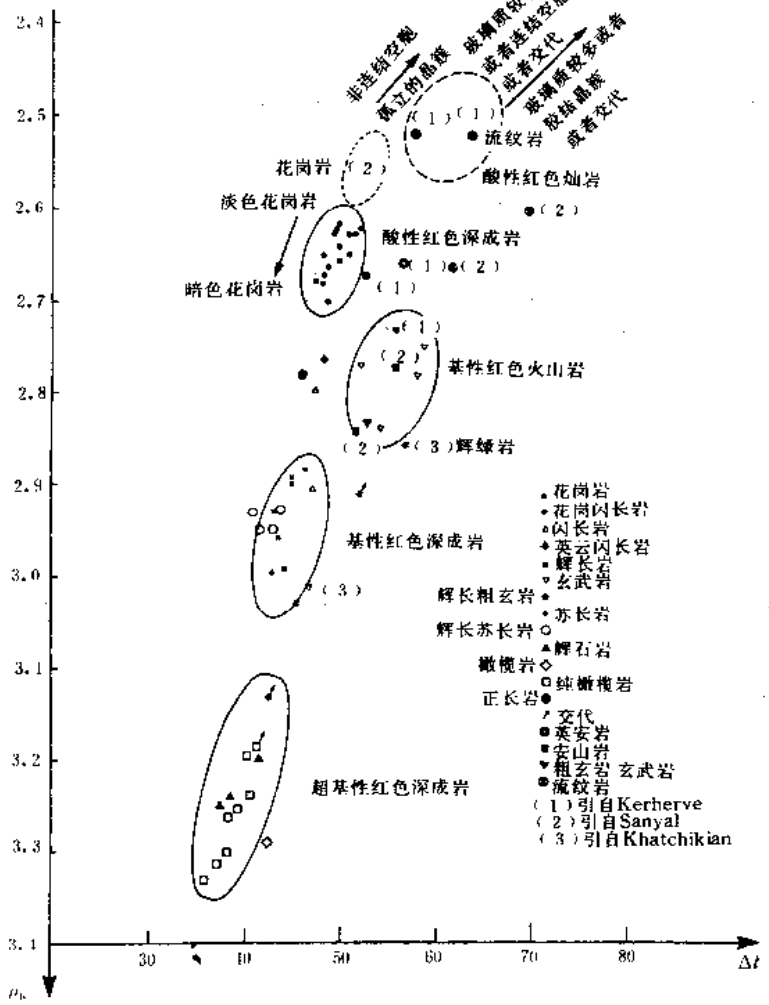


图 2-19　根据密度和声波旅行时间的火成岩分类

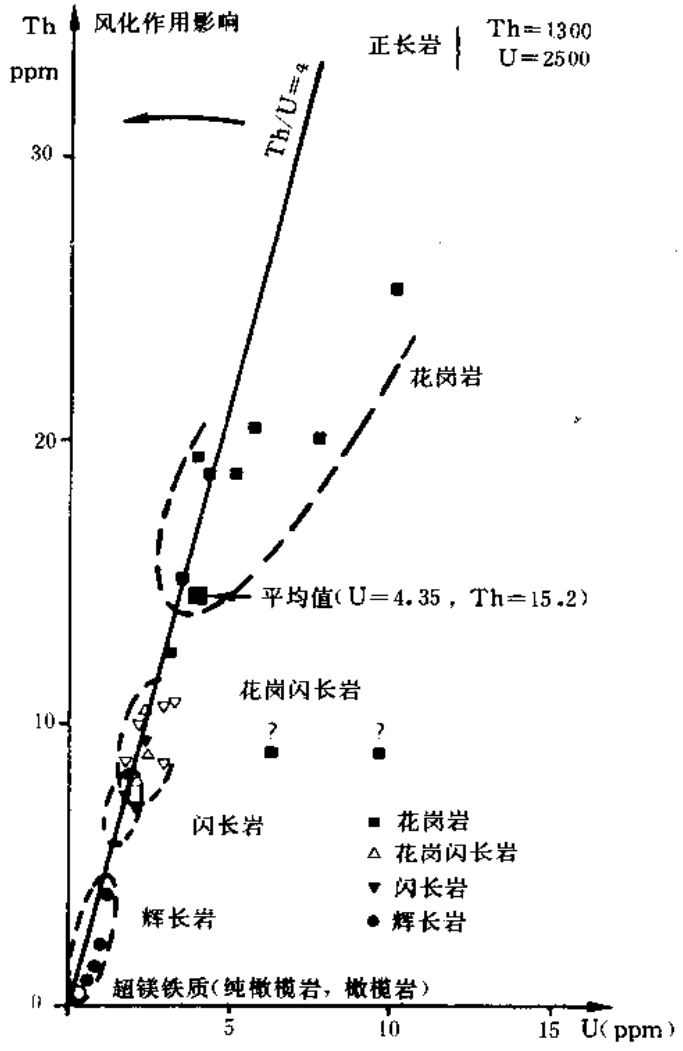
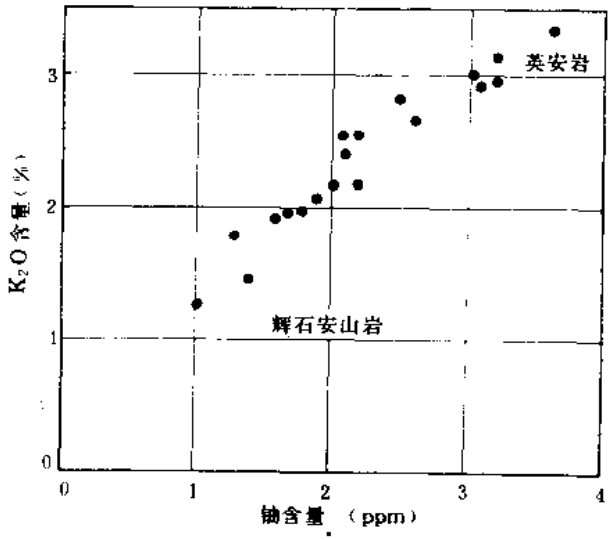
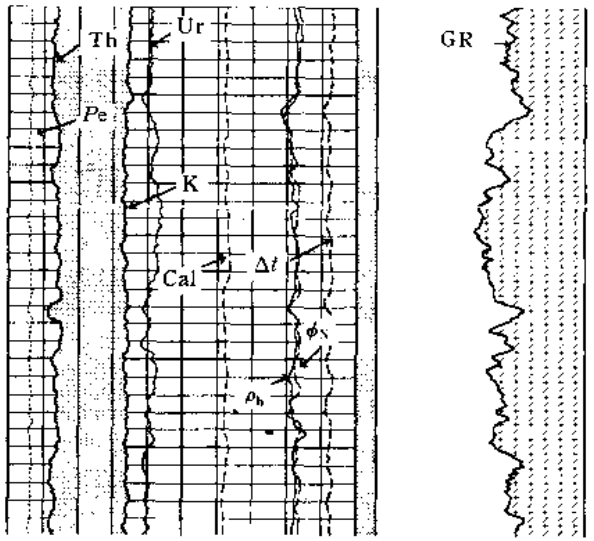


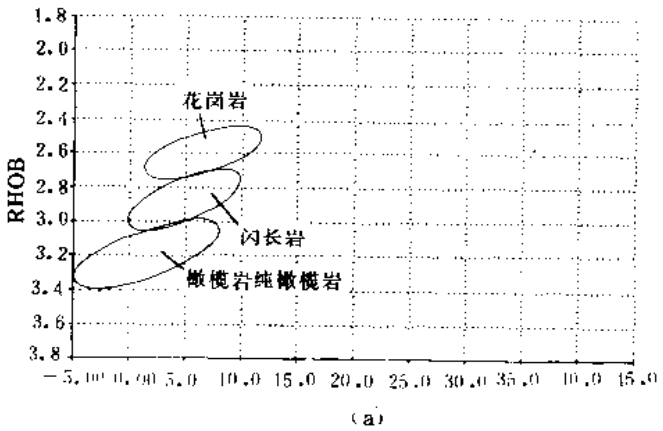
图 2-20　根据其钍和铀含量的火成岩分类





（b）

图 2-21　加利福尼亚拉森皮特地区火山岩内的钾和铀含量之间的关系（据 Adams, 1954）



（a）

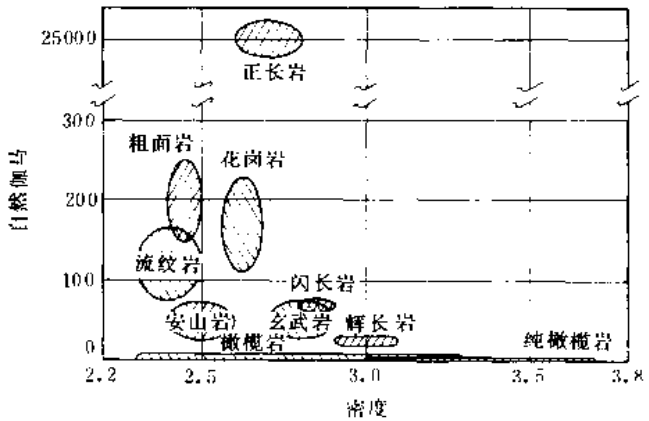


图 2-22　（a）火成岩的电相、在一平面上的超椭球投影；（b）一种花岗岩的测井响应和解释示例；（c）主要火成岩的密度与自然伽马示意点（据 Desbrandes, 1982）

$$U_t = V_F U_{t_F} + V_Q U_{t_Q} + V_P U_{t_P} + V_A U_{t_A}$$

$$I_H = V_F I_{H_F} + V_Q I_{H_Q} + V_P I_{H_P} + V_A I_{H_A}$$

$$V_F + V_Q + V_P + V_A = 1$$

表 2-15 主要火成岩的测井响应（据 Desbrandes，1982）

类型	岩 石	钍 (Th) ppm	铀 (U) ppm	钾 (K) %	$t^{①}$ API	密度② g/cm³	西格马 σ	Pe③ 岩性测井	中子④ %	声波 1kbar m/s	速度② 4kbars m/s
	花岗岩	11～26	3.6～6.9	2.7～4.7	107～234	2.56～2.68	12	2.86	3	5.8～6.4	6.1～6.5
	正长岩	1300	2500	2.7～4.5	25000	2.6～2.8	—	3.59	6	6.6	6.7
	闪长岩	8.5	2	1.1	68	2.8～2.9	—	3.93	8	6.4	6.6
	辉长岩	2.7～3.9	0.8～0.9	0.5～0.6	25～32	2.9～3.1	21	4.47	9	6.6～7.0	6.7～7.1
	橄榄岩	0.05	0.01	0.2	3.5	2.3～3.3	—	3.66	9	3.6～7.2	3.9～8.1
	流纹岩	6～15	2.5～5	2.4	76～164	2.3～2.5	—	—	—	3.2～7.0	—
	粗面岩	9～25	2～7	5.7	143～247	2.4～2.5	—	—	—	—	—
	安山岩	1.9～2	0.8～2	1.7～2.9	41～70	2.4～2.6	—	—	—	—	—
	玄武岩	2～7	1～1.7	0.6～1.7	26～69	2.7～2.9	—	5.36	12	5.2～6.0	5.4～6.2
	纯橄榄岩	0.01	0.01	0.02	0.5	3.0～3.7	—	3.32	17	7.5～8.2	7.8～8.3

①读数 API=4Th (ppm) +8U (ppm) +16K (%)；

②致密岩石 (CNL)；

③光电吸收截面指数 P_e。

然而，由于有关测量、响应方程和某些参数的不确定性，因此一方面最好为超维，具有比未知数更多的测量参数，而另一方面最好采用能够确定与仪器响应总体符合很好的尽可能解的自动解释程序。这一份程序由斯仑贝谢以 GLOBAL❶ 名义商业化。其原理将在第 9 章说明。

2.9. 化学沉积岩的解释：蒸发岩

如果我们不涉及蒸发岩中化学沉淀的某些碳酸盐，那么我们可以说它们显然具有以同样的方式采用不同仪器测量的高电阻率特征。这种特征自然与一次被压实过的、一点没有孔隙、因而一点没有侵入的这些岩石有关；而且与组成这些岩石的矿物不导电有关。

❶斯仑贝谢商标。

其放射性将取决于盐的性质。只有钾盐具有放射性，因此，达到放射性剂量是含钾的结果。如果这些钾盐构成厚的纹层以及象石盐、石膏、硬石膏这类不含钾的盐类沉积的不稳定的重复出现，那么这类沉积地层的放射性是有变化的，而且一方面取决于现存钾盐或者现存钾盐具有的性质，而另一方面取决于它占地层的体积百分比（图 2-33，2-35，2-41）。

2. 9. 1. 蒸发盐性质的确定

如果这种盐具有的厚度超过测量仪器的垂直分辨率，一般来说，最常见的就是这种情况，那么这种情况借助于其测井响应将是很容易识别的。

实际上，我们可以考虑到由于这些盐形成的沉积过程相同——从浓缩盐水开始的化学沉淀——组成的矿物往往很纯，而且这些矿物具有很确定的和稳定的化学和物理特征。因此这是很正常的，其测井特征也是相同的。表 2-12 列出了盐的特征和最丰富的矿物。

我们可以指出蒸发岩层系的读数，如果一方面我们掌握足够多的测井规则，而另一方面我们可以明确指出，这样的地层矿物成分最好由大于仪器垂直分辨率厚度的纯盐构成，那么，模棱两可的情况实际上是不会存在的。

在后一种情况中，蒸发盐的性质由每种测井参数所取的数值确定。如果 $\Delta t = 67 \pm 3\mu s/ft$（由井眼补偿声波测井仪 BHC● 测得的），或者 $\rho_b = 2.04 \pm 0.05 g/cm^3$ 和 $P_e = 4.5 \pm 0.3$（由岩石密度仪 LDT● 测得的），那么我们可以直接断定为石盐（图 2-23）。然而为了在诊断中更加保险起见，最好采用组合两个或三个测井参数的交会图方法。图 2-24 至图 2-27 表示交会图或者这些点，并把纯盐的理论位置转投到这些交会图上。

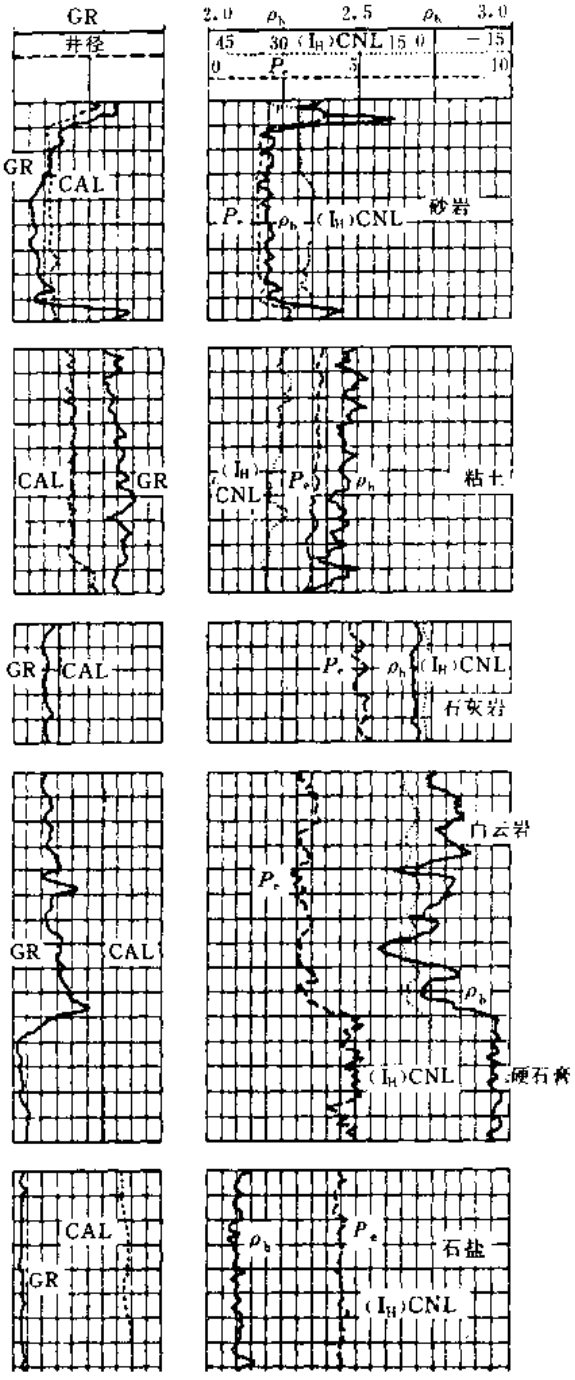


图 2-23 借助于在蒸发岩这一类中的岩性密度测井仪（LDT）和补偿中子测井仪（CNL）的直接读数以及密度的岩性识别

（据 Felder et al., 1979）

●斯仑贝谢商标。

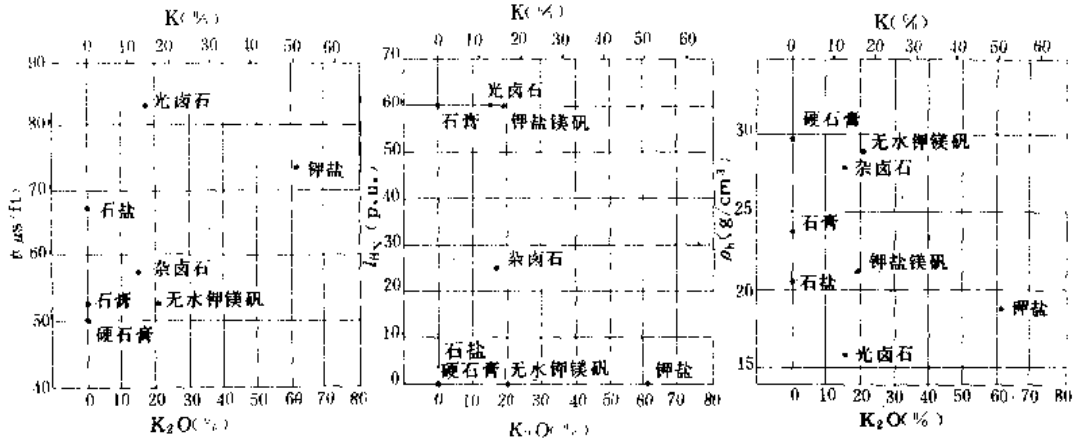


图 2-24a　根据交会图识别蒸发岩，该交会图一方面是根据自然伽马测井（GR）并借助于图 2-24b 的图版求得的，或由自然伽马能谱测井（NGS）测得的钾百分比，另一面根据声波旅行时间，或者氢—中子指数，或者密度组合交会而成的

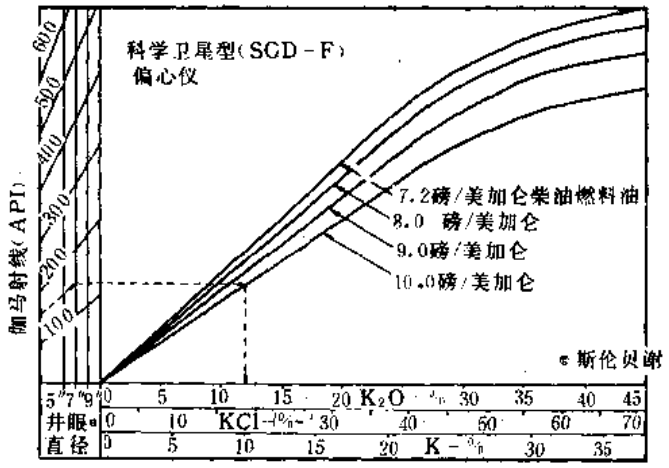


图 2-24b　自然伽马偏转与钾的视百分比有关的经验图版（据 Tixier et al., 1967）

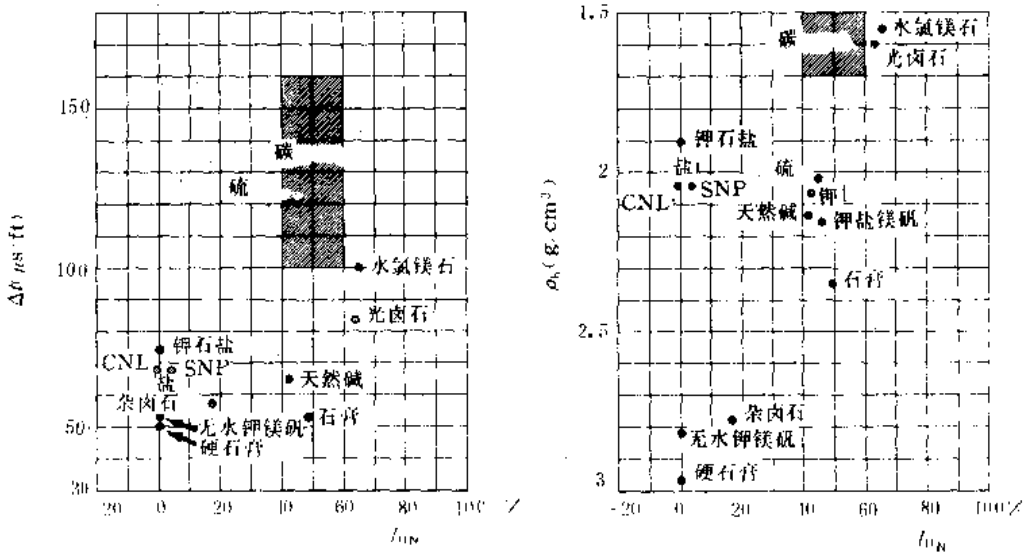


图 2-25　与氢—中子指数或声波旅行时间，或者密度有关的交会图

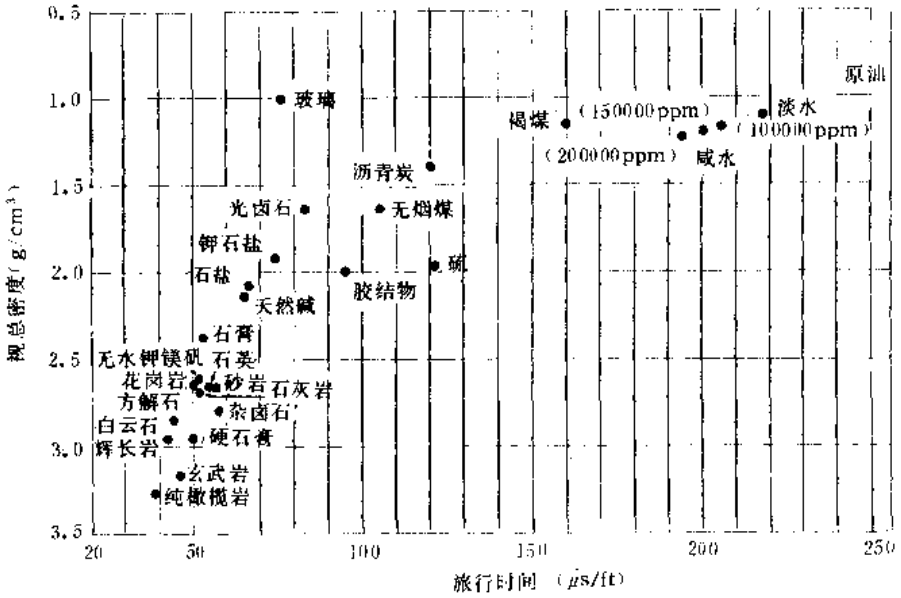


图 2-26　与声波旅行时间和密度有关的交会图

最后，我们可以应用测井相的方法● 及其按线性比例尺表示的图解方法。它们在于能够把每层地层的测井相（或者具有稳定响应的层段）与每种蒸发岩建立的理论测井相进行比较（图 2-28）。

测井相的图解表示方法是参考不同的理论测井图特征来实现的。使用适合它的大的比例尺在直线上依次表示每个测量值。我们在必要时还应当指出由于不纯、统计变差或者由于井的影响引起的一般可以观察到的或者可以预见到的波动。

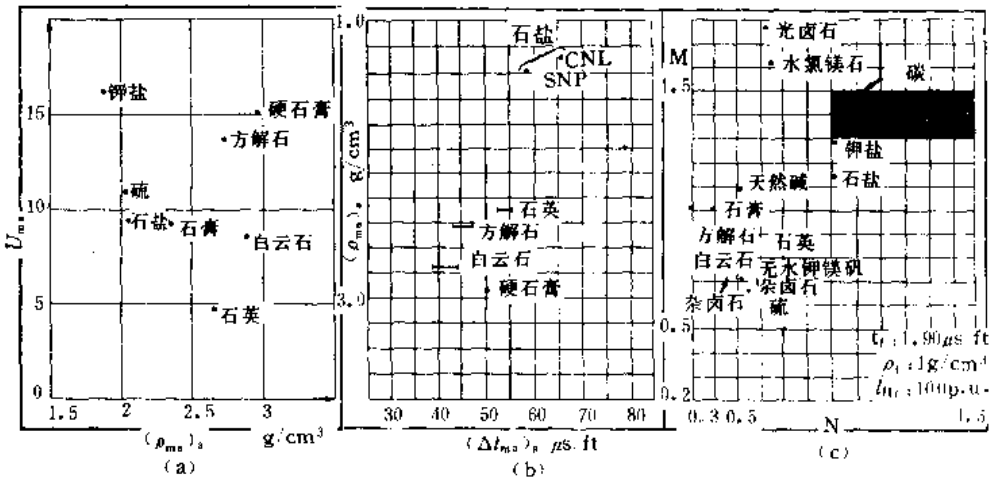


图 2-27a　组合三种测井测量的交会图：(a) 光电吸收截面、密度和氢-中子指数；(b) 和 (c) 密度、氢-中子指数和声波旅行时间

●测井相可以定义为：表征地层，并能够与其周围地层区分的测井响应总体。更详细请参考第5章。

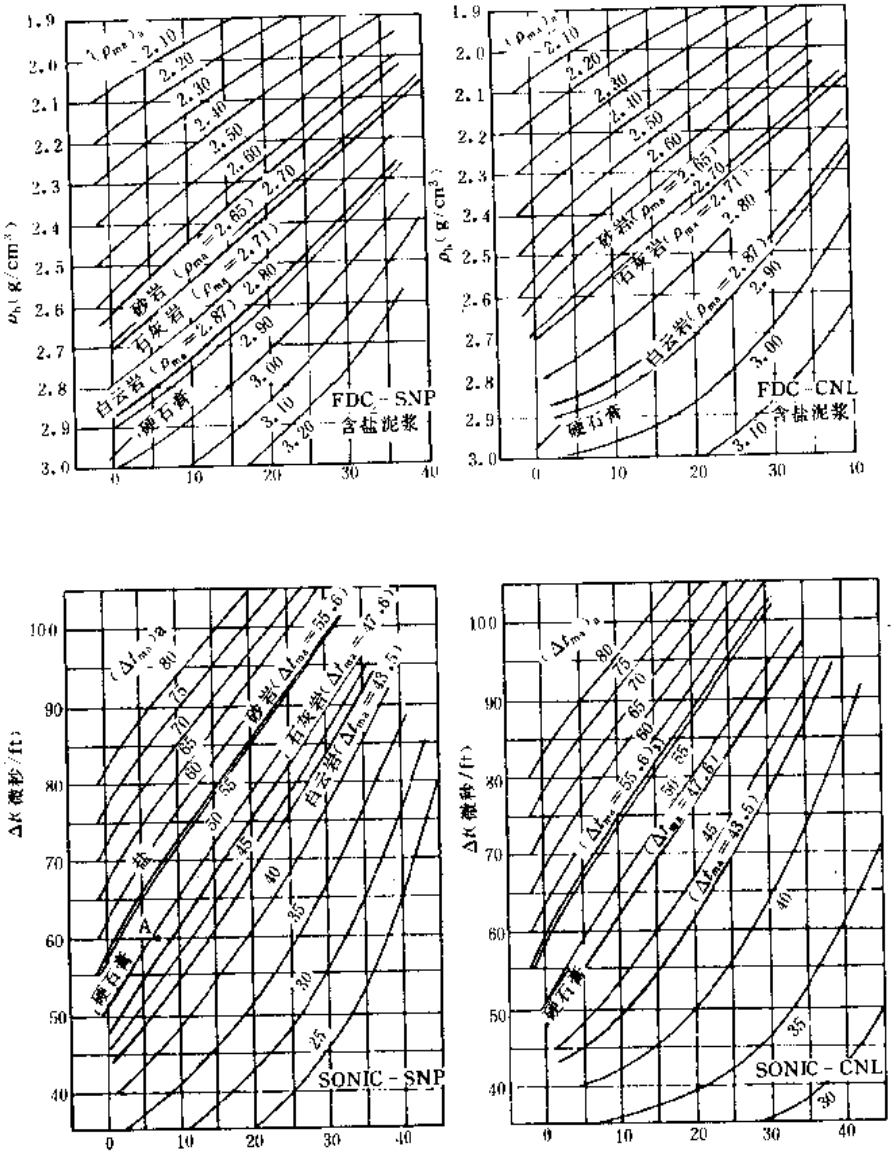


图 2-27b　能够确定 $(\rho_{ma})_a$ 和 $(\Delta t_{ma})_a$ 的图版（据 Clavier, et al., 1976）

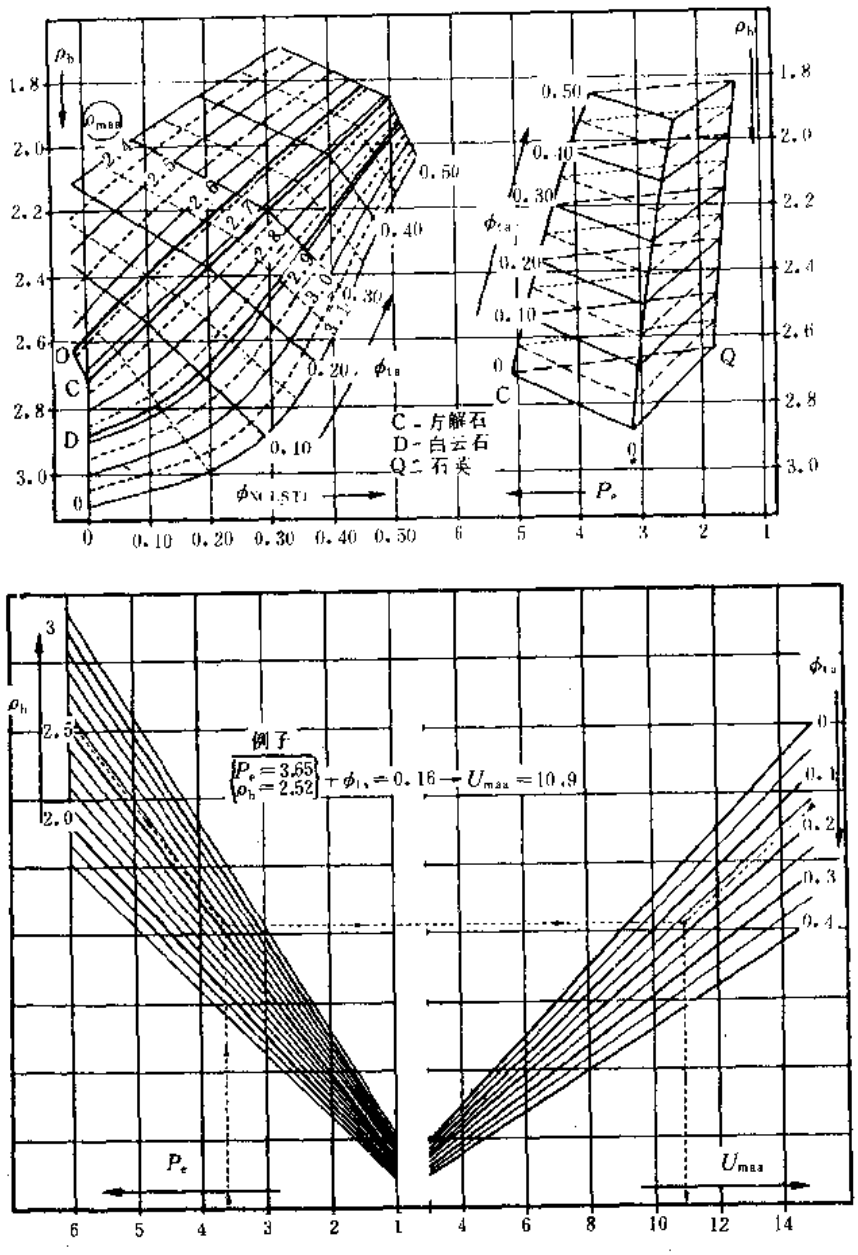


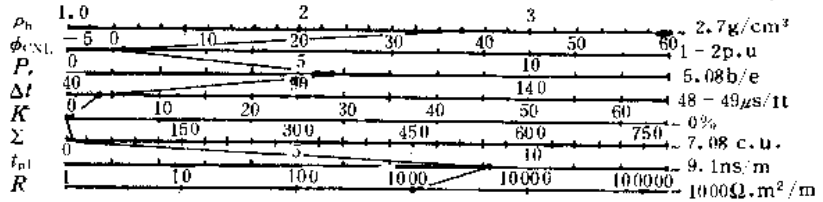
图 2-27c　能够确定 $(U_{ma})_a$ 的图版

由于仪器的直径校正的问题或者井径的影响或者泥浆的影响，因此，它可能出现具有代表性的点与理论点完全不一致。当然，应该考虑和借助于交会图，以更准确的方式确定（图 2-29）。

实际上，由于地层内不纯和附属现象（统计变差，井对测井响应的影响……），因此在电子计算机的打印装置上所实现的解释交会图，显示出与理论位置贴邻的点群（图 2-30）。在电相的图解表示时，每种岩石在每张测井图上不再由点表示而由面表示，而且由带表示连接理论点的直线。

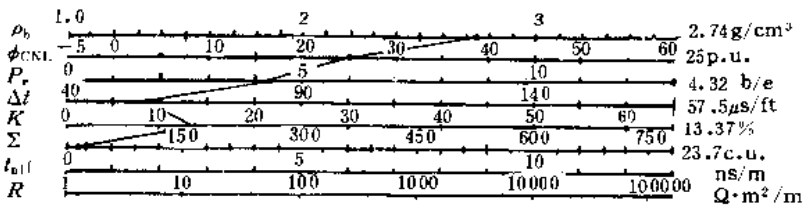
在具有 n 维的空间中，则由所用的 n 种测井来确定，电相相当于在理论点附近的点群。因此，这是一个立体、一个超椭球，不是一个点（图 2-31）。

致密灰岩的电相



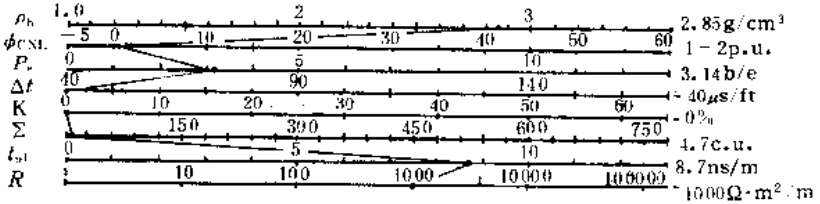
a

杂卤石的电相



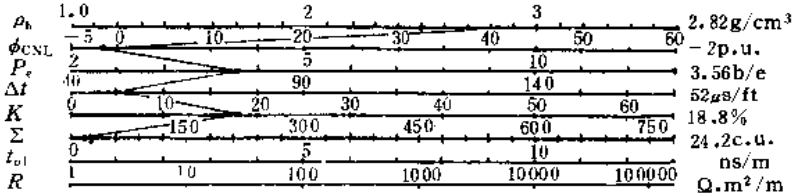
h

致密白云岩的电相



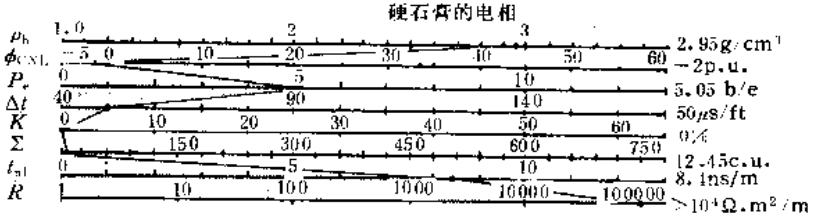
b

无水钾镁矾的电相



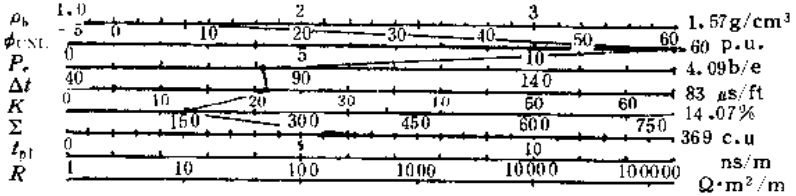
i

硬石膏的电相



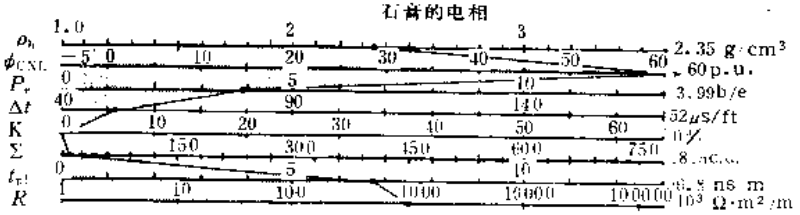
c

光卤石的电相



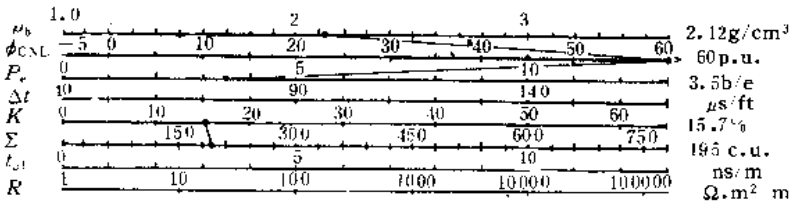
j

石膏的电相



d

钾盐镁矾的电相



k

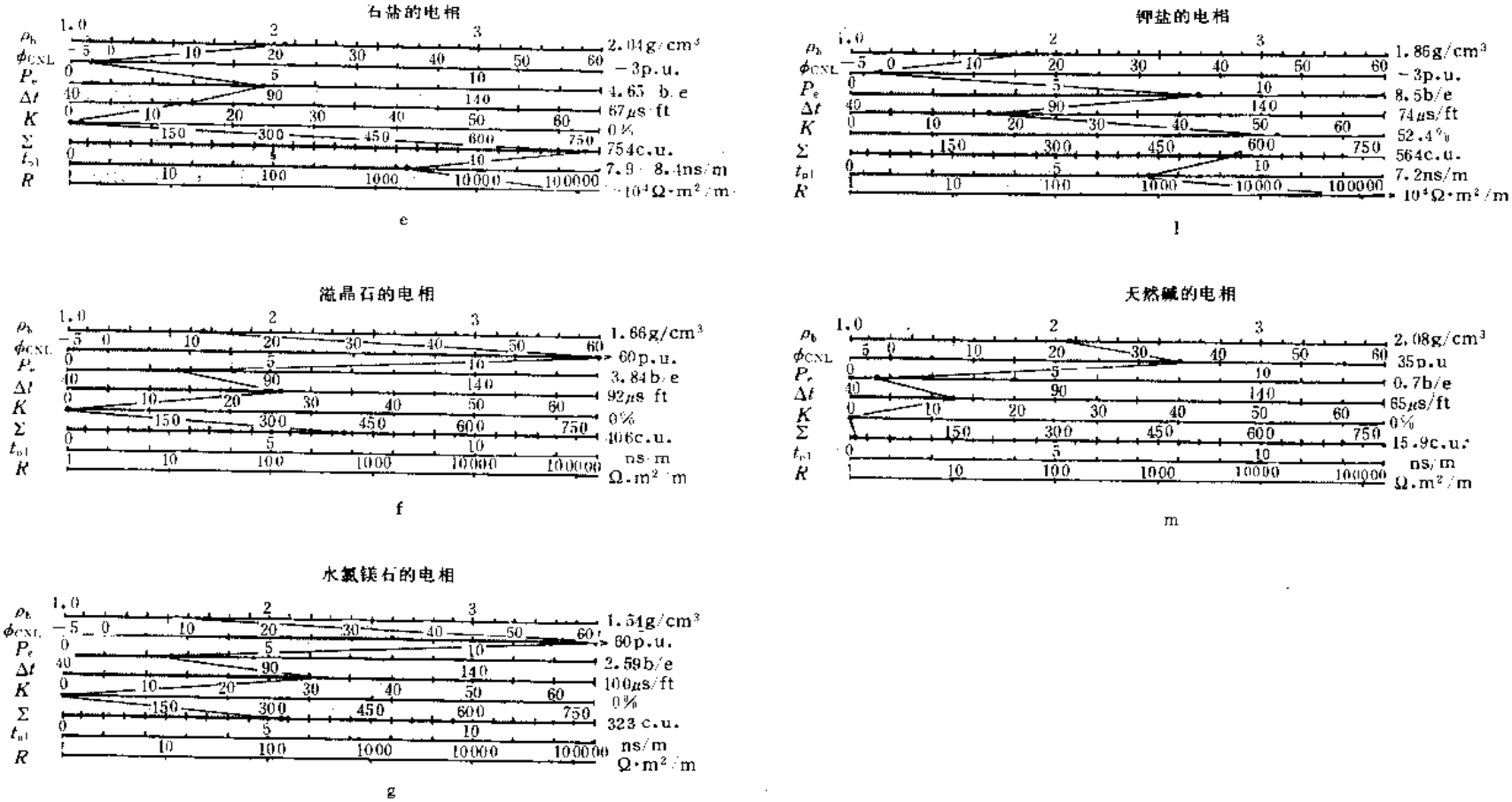


图 2-28　主要蒸发岩类的电相

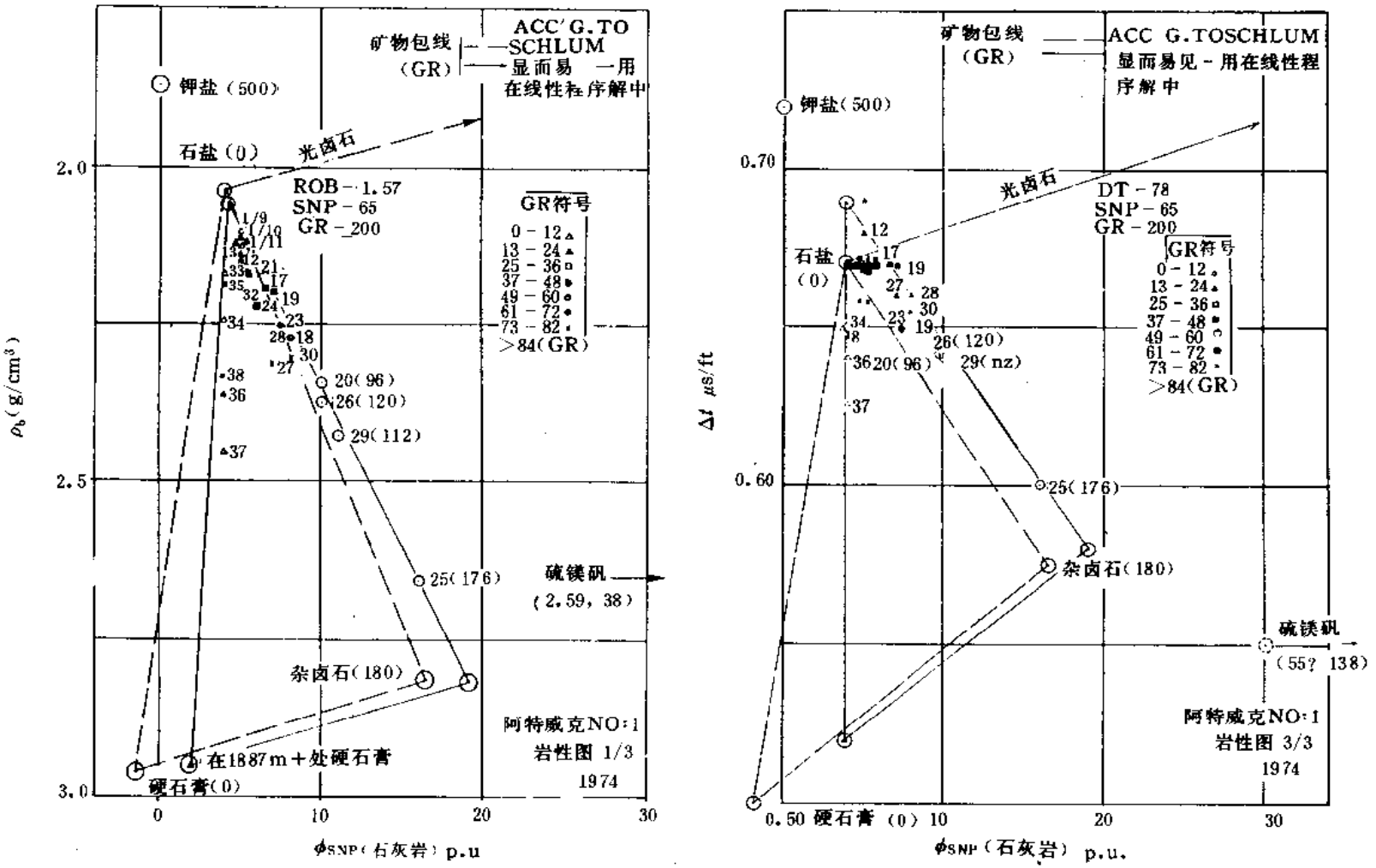


图 2–29　根据交会图推算的理论数值
(据 Ford et al., 1974)

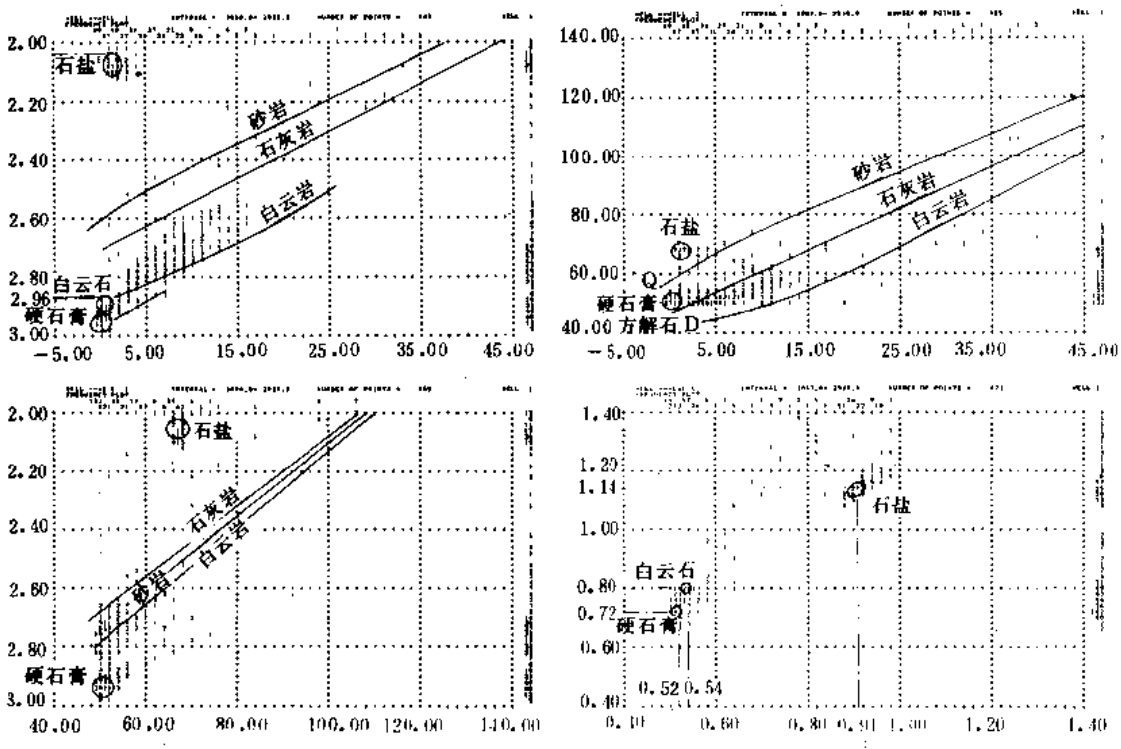


图 2-30　由电子计算机打印机打印出的交会图

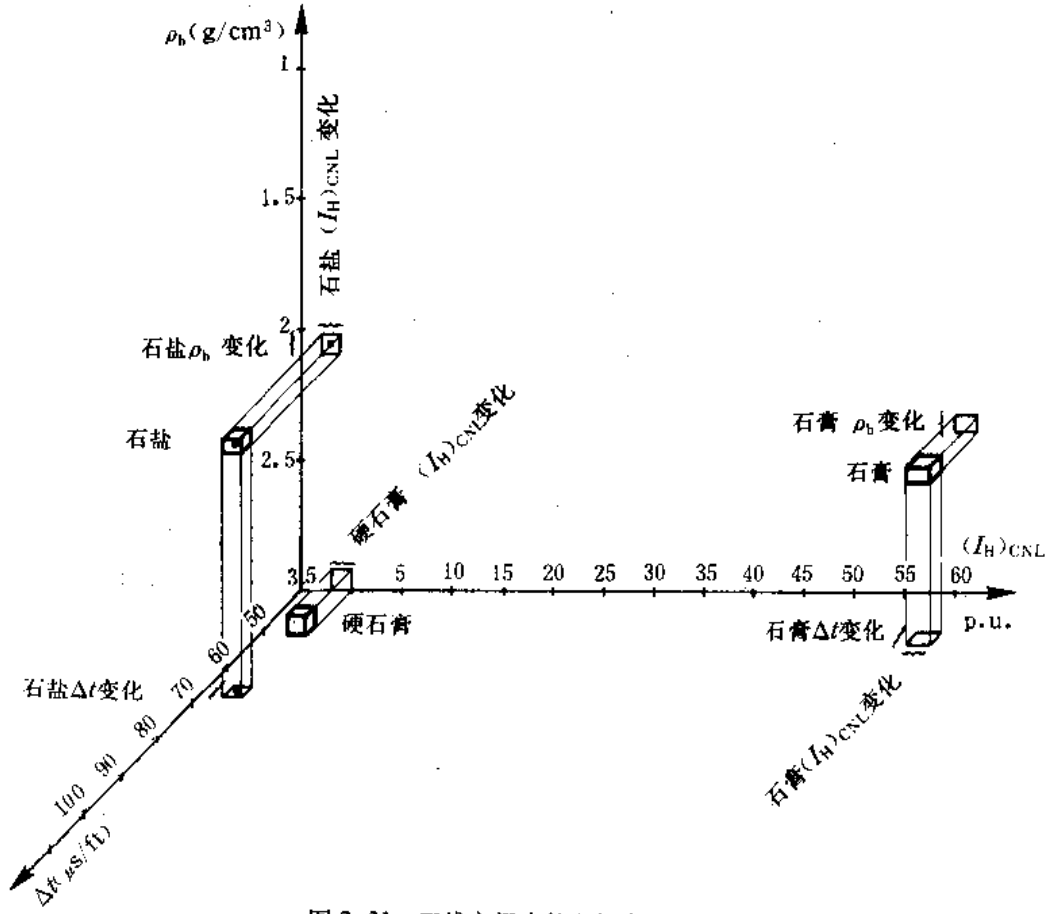


图 2-31　三维空间中的电相表示方法

$(\rho_{ma})_a$ 和 $(\Delta t_{ma})_a$ 是由图 2-27b 得来的；

$$M = \frac{\Delta t_f - \Delta t}{\rho_b - \rho_{mf}} \times 0.01$$

和

$$N = \frac{(l_{ll})_{mf} - l_{ll}}{\rho_b - \rho_{mf}}; \quad U_{ma} = \frac{P_e \rho_e}{1 - \phi}$$

2.9.2. 复杂蒸发岩层系矿物成分的确定——定量解释

蒸发岩类，有时经常会有象石盐、石膏或者硬石膏这样一些其它的蒸发岩类，并不具有足够的厚度或者不以纯的状态出现，这样就能够根据每种测井的唯一响应直接识别。在这种情况下，实际上仪器提供了这样一种响应，即考虑了每种仪器研究的体积中现存的每种盐的体积百分比，考虑了其垂直分辨率，并考虑了其适当的研究深度。

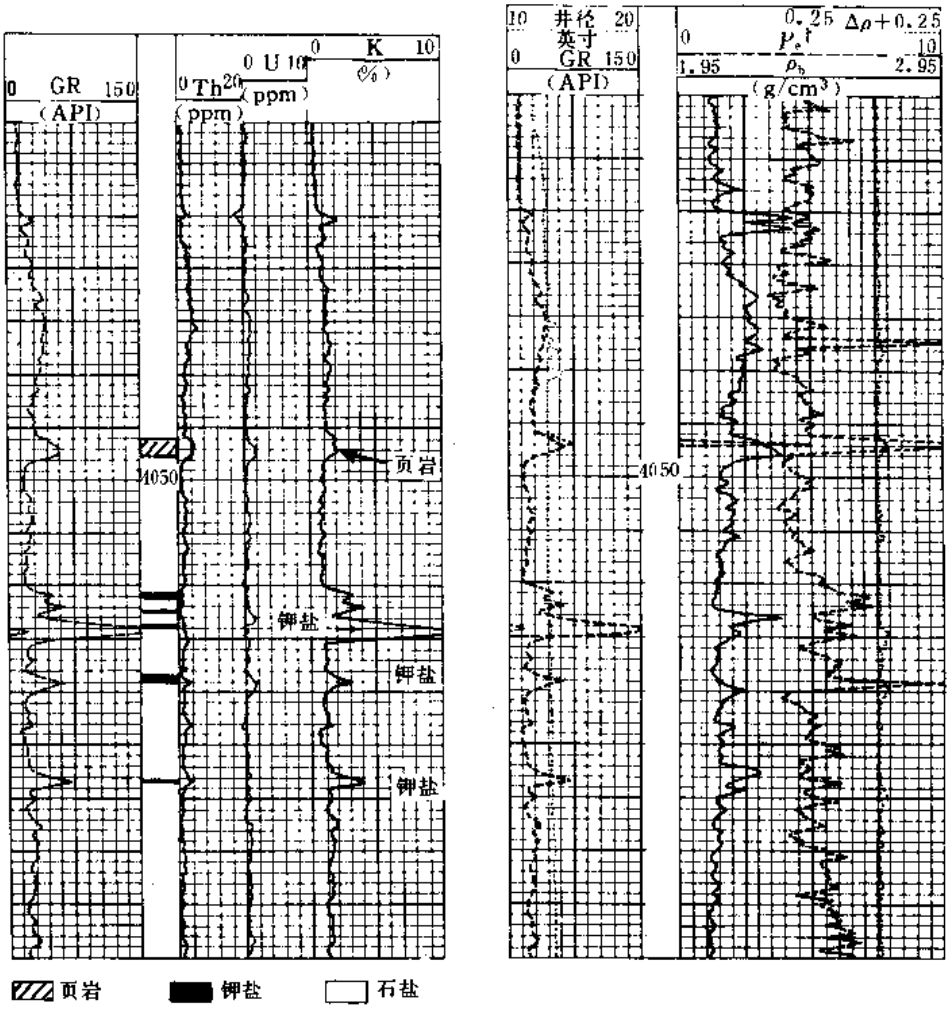


图 2-32 石盐和钾盐蒸发岩层系 NGS 和 LDT 响应的例子

NGS 和 LDT 两种仪器，有助于更好地确定现存矿物的性质，因为它们对井径的变化不太敏感。图 2-32 给出蒸发岩层系中一个响应实例。NGS 特别能够区分含钾蒸发岩与

粘土。后者除此之外由于它们的电阻很低，可以识别钍和铀、伴生钾的同时存在。由 LDT 测量的 P_e 数值，能够确定在地层中现存钾盐的性质（P_e 的数值接近 6 或者 7，指示钾盐（$P_e=8.5$），排除 $P_e<4.3$ 的其它盐类）。此外，垂直分辨率较好的 LDT 能够确定钾盐夹层的数目。最后，钾的基准线和数值，或者大于 $4.65P_e$ 的尖峰，表示石盐块体中存在着钾盐的极薄纹层。

当混合更复杂时，确定所研究体积的矿物成分需要采用交会图技术或者采用更加先进的解释程序，此外，同样应该结合更多的测井，这样才能确定层系中所存在的不同盐类。

如果矿物组分的数目不超过 3 个，那么其中每个矿物组分的性质和百分比可以简单地根据组合两种仪器的交会图确定。

在两种组分混合的情况下，具有代表性的点落在相当于这两种盐类的理论点的右边，因此我们根据点的位置推断每种盐的百分比。

在有三种成分的混合情况下，点落在以岩石中现存的每种纯盐具有代表性的理论点为顶点所确定的三角形内。

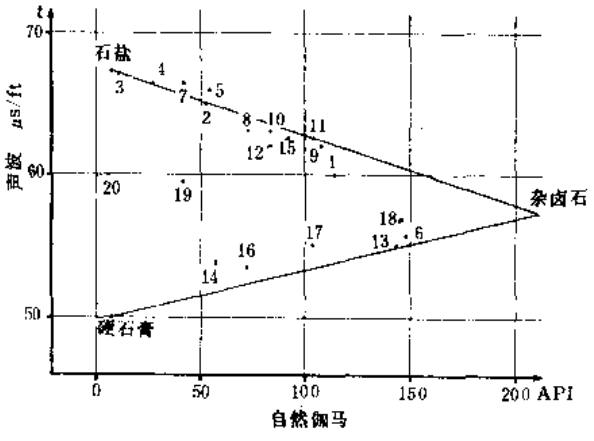


图 2-34 说明怎样才能确定图 2-33 的 1～20 个样品点矿物成分的交会图（有三种成分混合的情况）

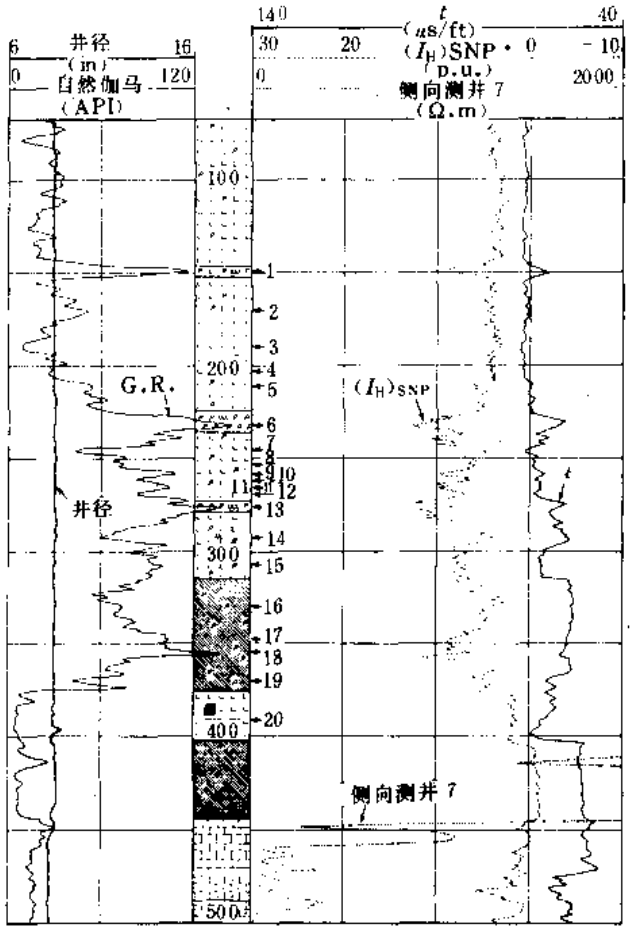


图 2-33 说明由硬石膏、石盐和杂卤石混合构成的北海蒸发岩层系组合测井交会图

（海退层序的例子）

因此，在图 2-33 和 2-34 的实例中，点包络线能够确定三种主要成分的性质和每个点的位置。因此，点 20 指示 41.5%硬石膏和 58.5%石盐的混合；点 11 指示 47.7%杂卤石和 52.3%石盐的混合；点 13 指示 67%杂卤石和 33%硬石膏的混合；最后点 19，指示 16.7%的杂卤石，35.4%的硬石膏和 47.9%的石盐的混合。

图 2-35 说明基本上由石盐构成的地层（巴黎蒸发岩地层）实例的测井响应，含有钾盐薄夹层，偶尔含有光卤石（点 14 和 15）和硬石膏（相当于放

射性低，密度很高和声波旅行时间短的点 16），正如图 2-36 的交会图证明过的（据 Raymer & Biggs, 1963）。

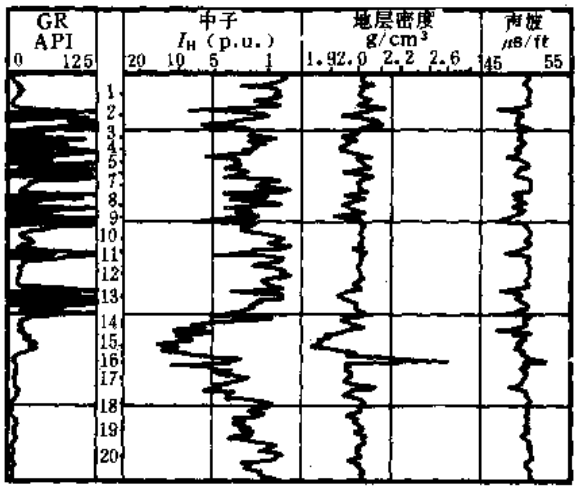


图 2-35 说明加拿大，萨斯喀彻温"草原蒸发岩地层"组合测井测井响应
（据 Raymer, et al., 1963）

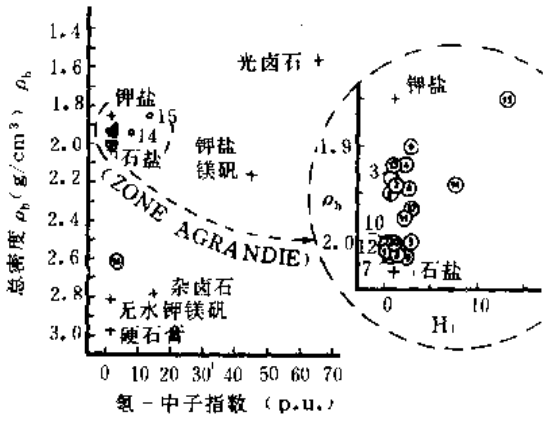


图 2-36 表示图 2-35 的 1～20 个读数点的矿物成分的交会图
（有三种成分混合的情况）

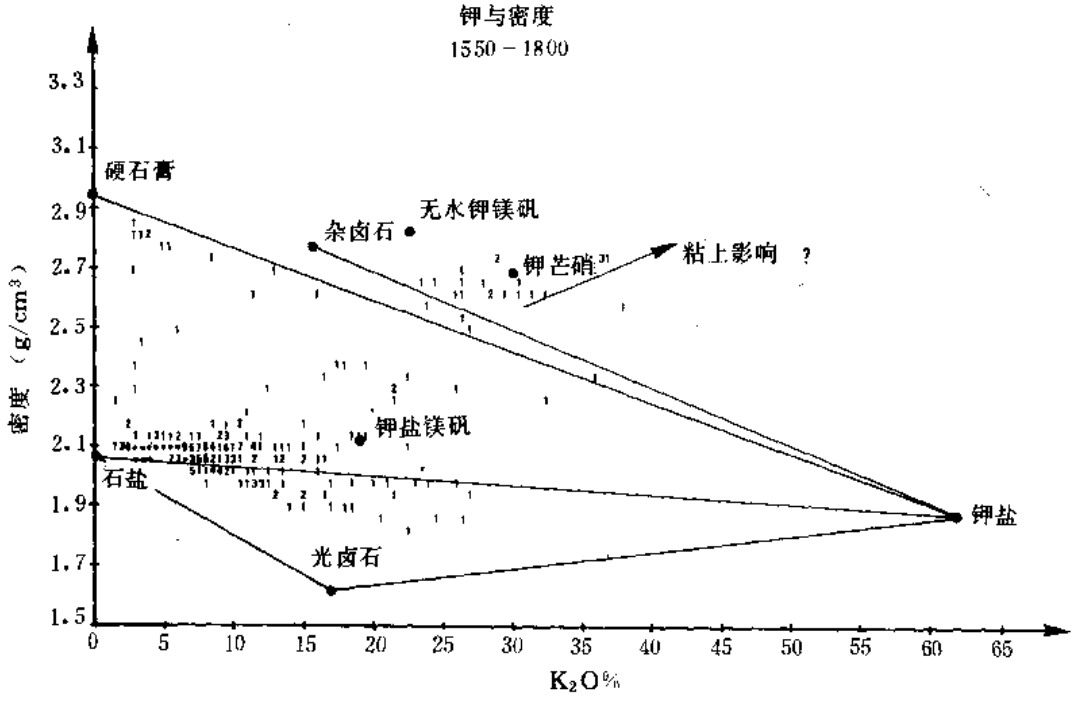


图 2-37 密度与由能谱测井确定的钾浓度的交会图
（新墨西哥，萨拉多地层）（Dragoset, 1977）
这张交会图能够识别主要盐类地层内是否含放射性；钾浓度的测量能够作原地钾盐的经济评价

由 Dragoset（1977）画的，图 2-37 的交会图，说明新黑西哥（萨拉多地层）复杂层系的情况。这里借助于德莱赛—阿特拉斯能谱测井仪实现的，结合密度及钾含量的测量，能够识别研究层段内现存的不同盐类。在这种情况下，其它测井是必不可少的，而且方程组的唯

一解能够确定现存每种盐的含量。

这些计算当然可以用自动方法和适当的程序来实现。图 2–38 表示巴黎蒸发岩地层的自动解释结果与岩芯测量结果的比较。在总体上它们显示出相当好的符合，毫无疑问，所观察的偏差应归咎于由一种或其它方法分析的总量不同。

图 2–39 为组合中子和密度仪器响应以及组合密度和声波仪器响应计算的结果。我们可以看到两种结果符合得很好，因此可以得出研究层段内的石盐—硬石膏—粘土的混合的结论。

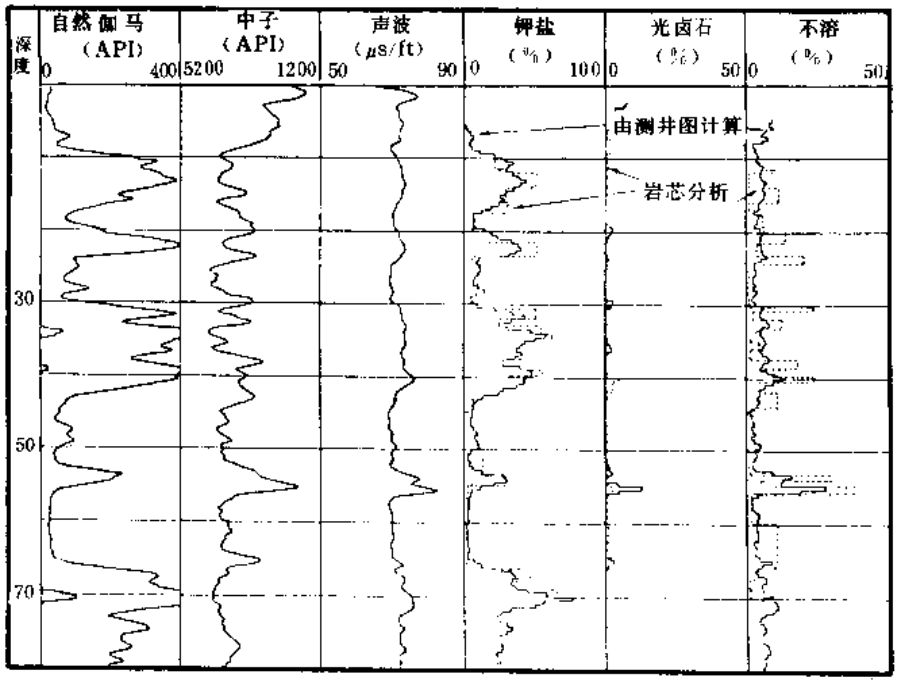


图 2–38　自动解释结果与岩芯测量结果之间的比较　"草原蒸发岩地层"的情况

(据 Crain et al., 1966)

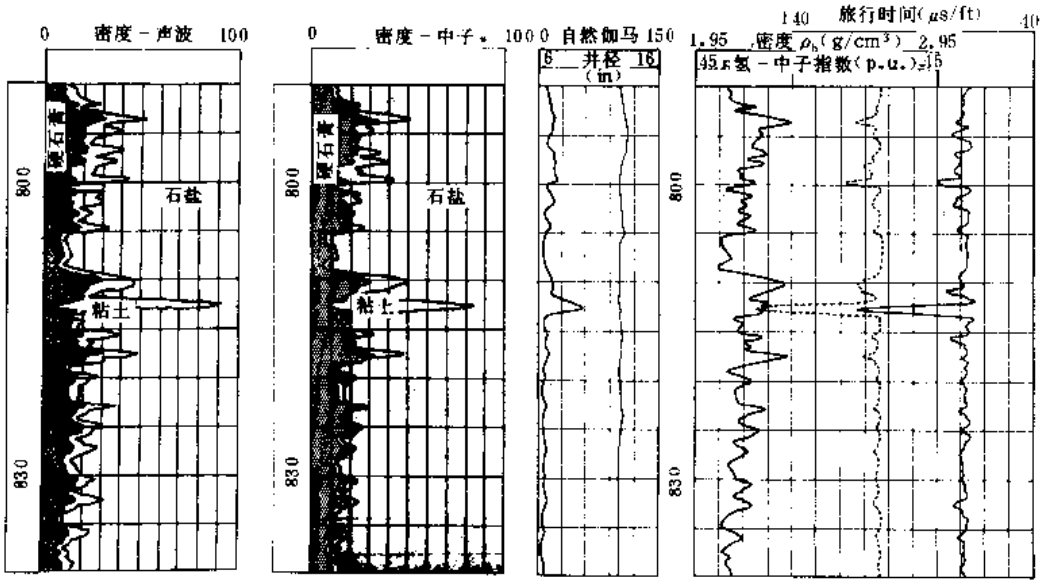


图 2–39　通过组合仪器实现的自动计算例子

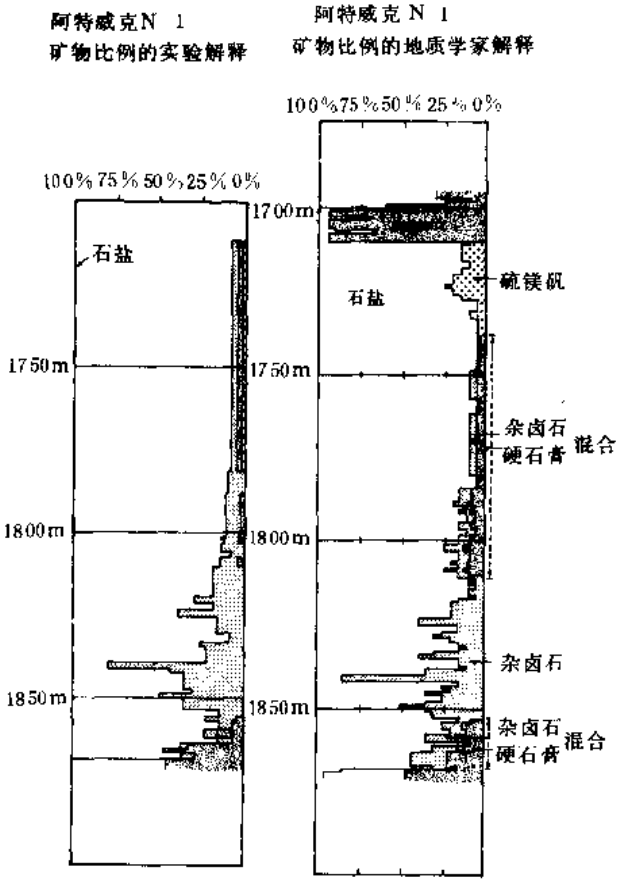


图 2-40 用自然伽马、密度、中子和声波测井的线性组合程序进行的解释（图 2-29）
（据 Ford et al., 1974）

在三个以上组分的情况下，有可能求得线性方程组的唯一解。

由于有多少个未知数或者岩石中有多少个矿物组分，就有多少个独立的方程，因此就应该组合与其数目相同的仪器响应方程，但是可以少一个。

相当于图 2-29 交会图的图 2-40，表示组合自然伽马、中子、密度和声波仪器响应的解释结果。可以看到，由线性方程解求得的结果与由薄片和荧光-X 对岩心所做的分析结果之间存在很好的符合。

然而，正如 Hossin（1969）曾经指出过，这种方法是相当麻烦的。这种方法没有考虑具有代表性点的统计离差。因此，如果一个点离开顶点代表以纯状态出现的组分的多面体，那么，这必定不是因为另外一种矿物的存在，而可能与统计或者井的影响有关（图 2-34 中点 5 和 7 的情况）。

这种方法没有更多地考虑矿物之间的相容性或者不相容性以及可能的最大百分比；再说，如果对现存矿物所做的假设是错误的话，那么结果也是错误的。

最后，可能由于校准误差或井的影响引起的变化（图 2-29）。至使每种矿物的测井特征不是始终都能正确认识的。因此，在采用这种技术时千万要小心：测井质量和校准质量的事前控制，矿物模型的准确确定，每种矿物测井特征的核实。

斯仑贝谢曾经引入名叫 GLOBAL 的一种解释方法，这种解释方法能够确定每次测量的不精确性和仪器响应方程的不确定性，以及能够引入约束地质知识的条件。图 2-41 给出借助于这种程序实现的、含有盐、光卤石和溢晶石，有时还含有一点粘土的层系的一个解释例子。

如果蒸发岩层系含有碳酸盐或者陆源碎屑沉积，那么孔隙不存在的假设可以不考虑，该层系可以考虑并解释为潜在的储集层（见第 9 章）。

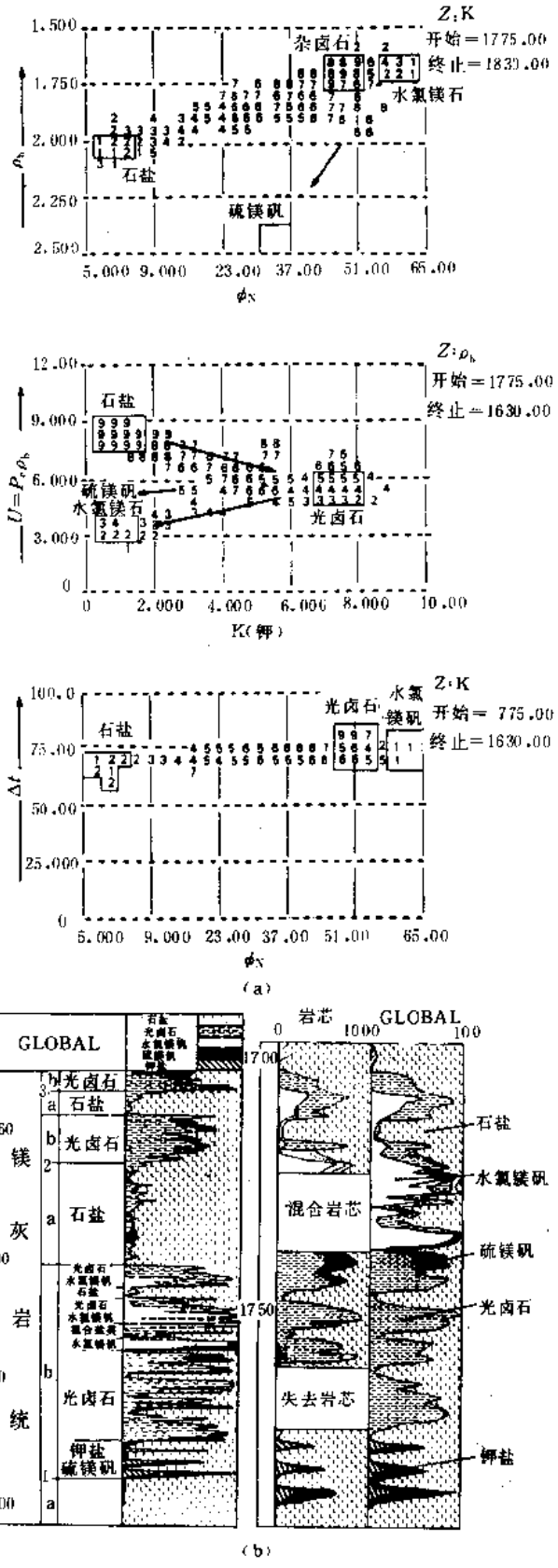


图 2-41　使用 GLOBAL 程序进行的蒸发岩层系的解释（据 Haile & Blunden, 1984）

(a) 交会图；(b) 计算结果与岩芯测量结果的比较

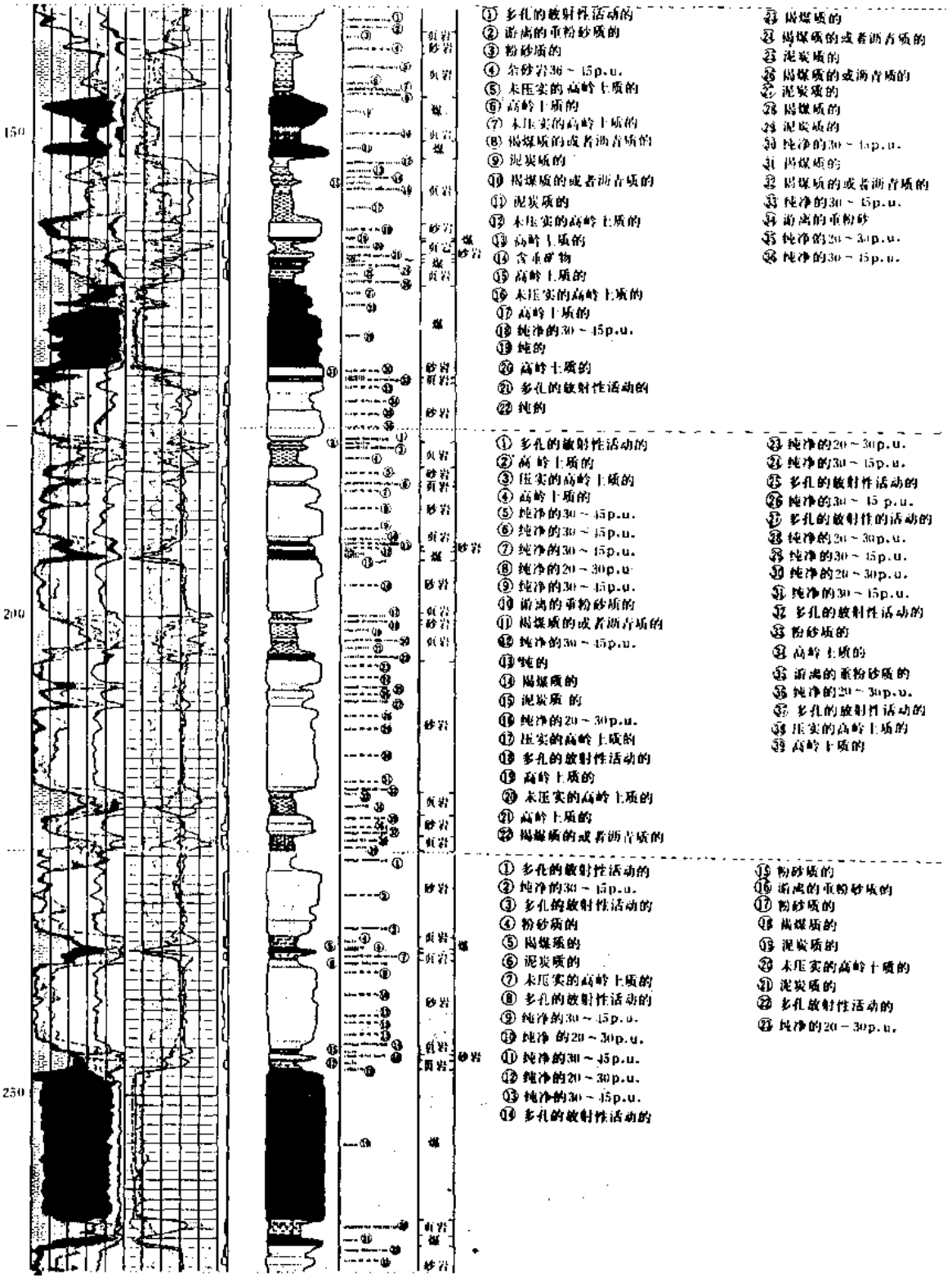


图 2–42　褐煤层系的测井响应和使用 LITHO 程序计算的结果

2. 10. 根据不同测井探测和研究有机岩

通常碰见的有机岩为泥炭、褐煤和煤炭。

当这些岩石呈层状并具有足够厚度（大于 50cm）时，它们很容易被所有测井仪器所探测，因为它们引起的测井响应很有特征。

一般来说，它们具有电阻、低密度（$\rho_b < 1.6 g/cm^3$）和高的氢—中子指数（$\phi_N > 40$ p.u.）。由于轻元素碳可能减少，因此，Δt 高（$\Delta t > 110 \mu s/ft$）光电吸收截面很低（$P_e < 0.5$ b/e），尽管碳通过吸附作用吸取溶解在流水中的铀，但是由于钾、钍、铀本身含量很低，因此往往放射性弱。相反，这种现象也可能会引起强的放射性（图 2–42）。

在薄层的情况下，不同的测井仪器会出现向着前一数值的轻微的偏转，微电阻率测井仪显示出密集和中等至高的电阻（图 2–43）。

当这些岩石形成足够厚的岩层时，它们可能具有一定的经济意义。在这种情况下，我们希望以更加准确的方法确定这些岩石的能源质量，由此确定其水和灰分的含量。实际上，这些岩石在腐植质或者腐植泥的有机质沉积过程中夹有以砂岩、粉砂岩或者粘土薄纹层形式存在的"杂质"，这是常见的。图 2–44 的枝状图清楚地显示出泥炭中这些薄纹层的存在。

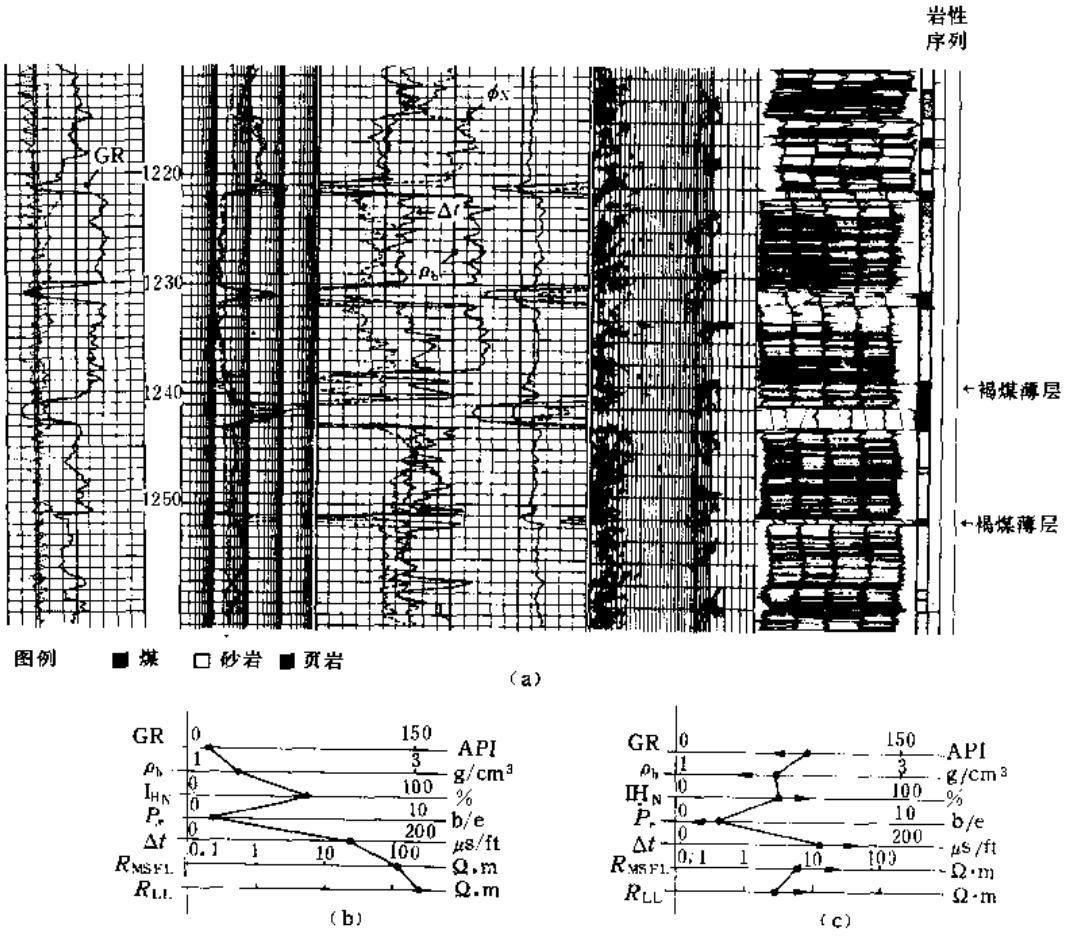


图 2–43 完全由倾角测井探测到的极薄煤层例子

(a) 组合测井；(b) 在 1241～1243m 处的煤层电相；(c) 在 1238～1238.5m 处的薄层电相

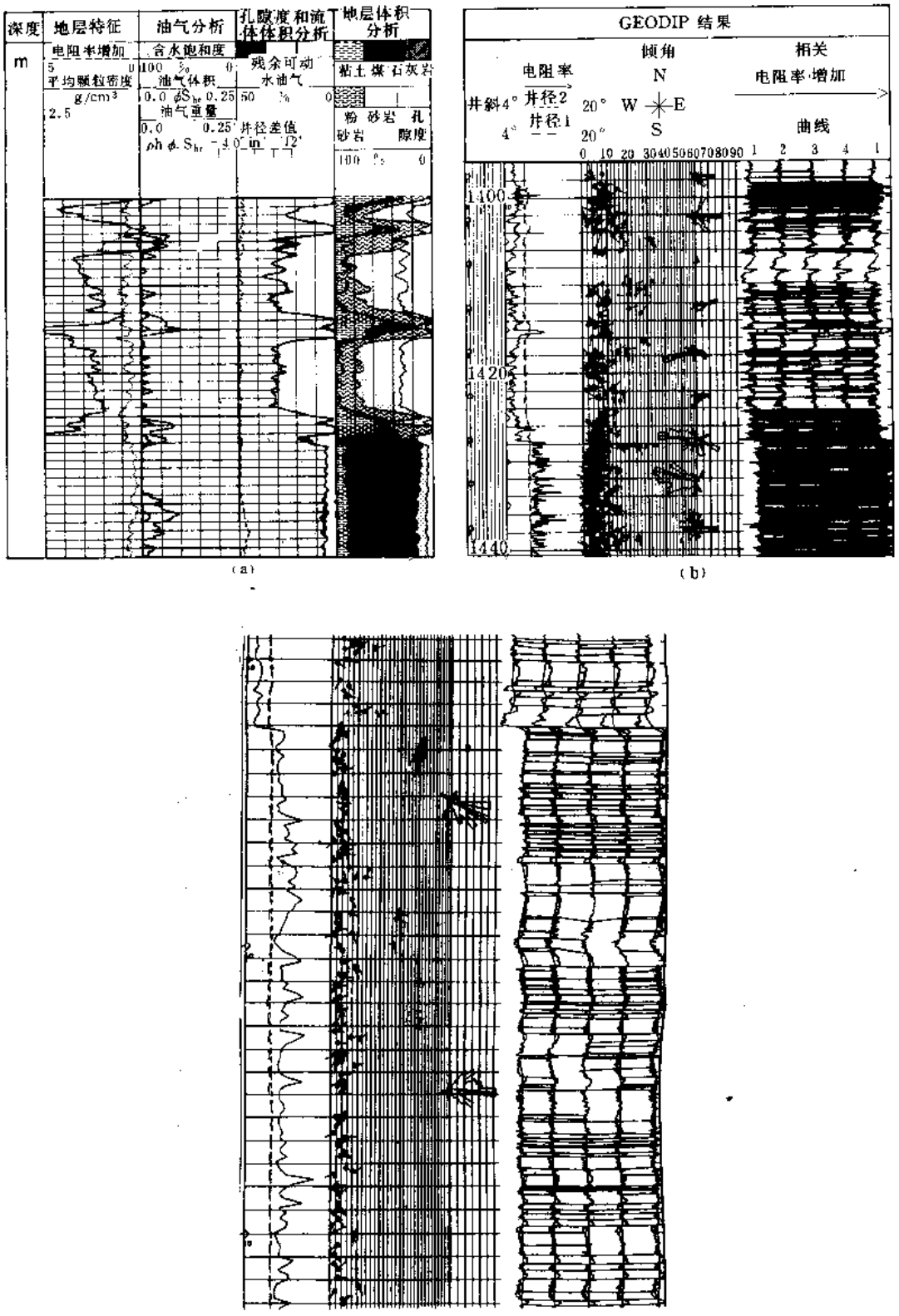


图 2-44　完全由倾角测井探测到的泥炭内的微细纹理（据 WEC,India，1983）

(a) 组合测井；(b) 使用 GEODIP 程序解释的倾角测井；(c) 放大剖面

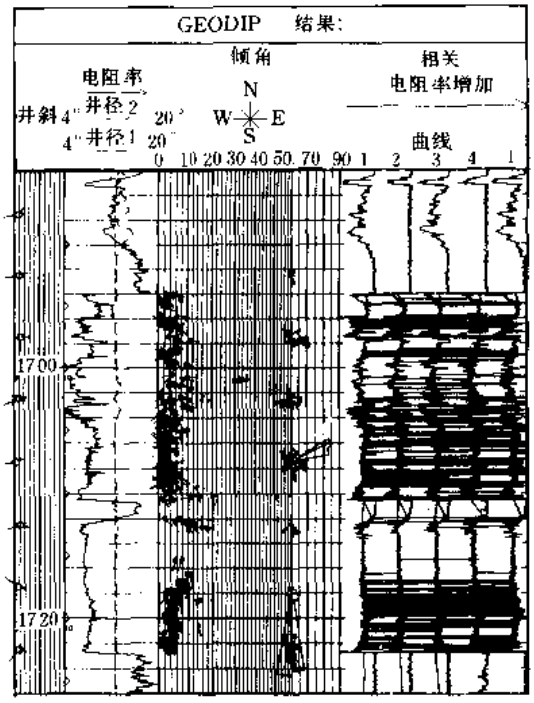


图 2-45 由倾角测井探测到的煤层内的裂缝

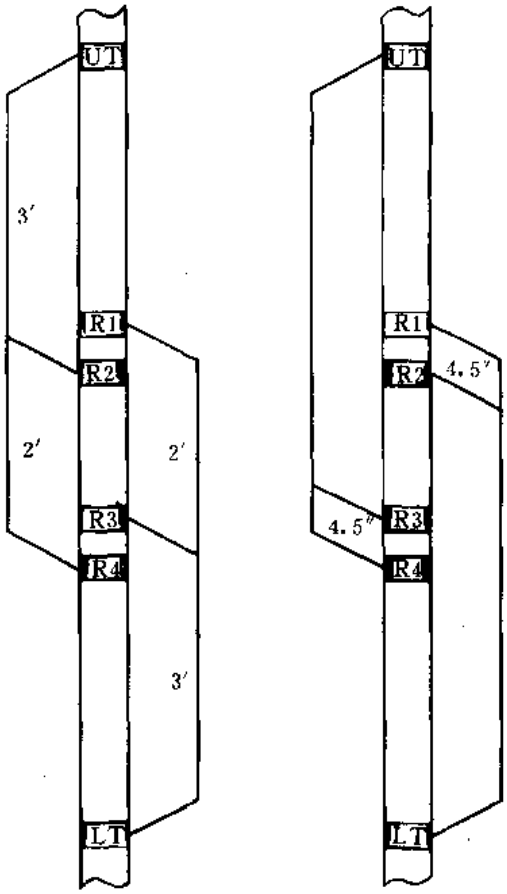


图 2-46 为了增加垂直分辨率对声波仪器所作的修改

然而，为了精确和准确起见，这些岩石的定量解释需要多次更改。

测井记录的规定应该借助于经过改进过的专门测井仪器来实现煤中的记录。它应该至少包括密度、声波速度、放射性（GR 或者 NGS）的测量。LDT 和 CNL 仪器也同样可以推荐。最后，倾角测井对于厚度更好的估计、倾角识别以及裂缝探测来说都是需要的（图 2-45）。

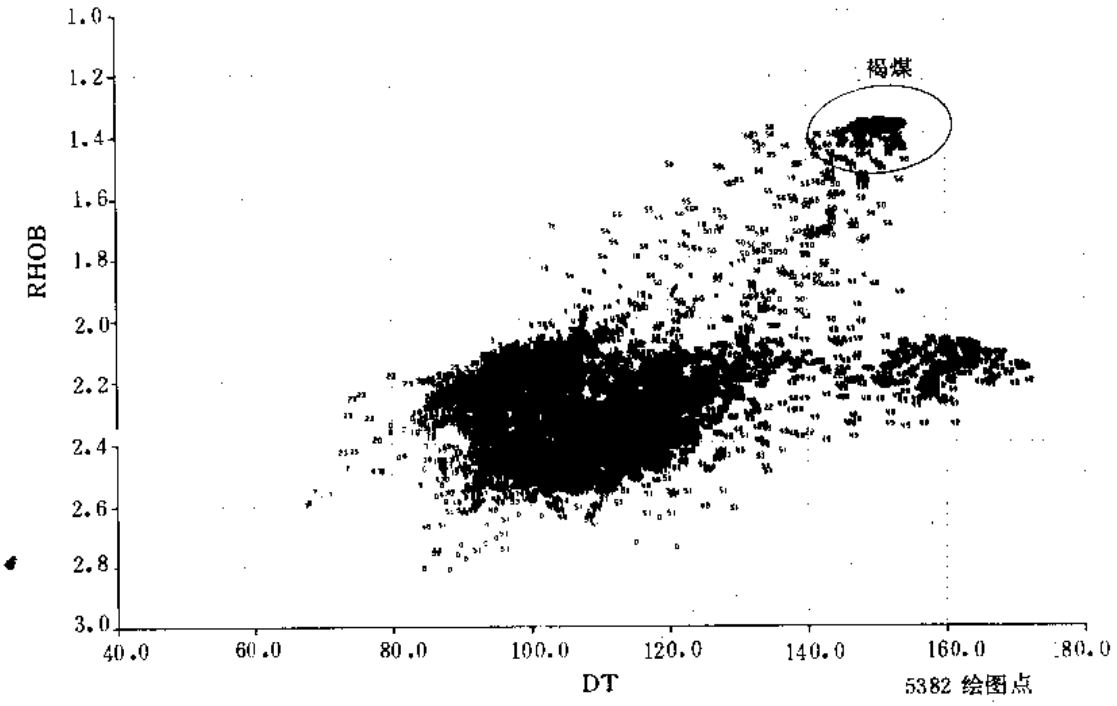
此外，采样间距应该改为等于 1.2in（3cm），这个目的是为了改进垂直分辨率。

再说，应用稍加修改过的专门解释程序是需要的。这些程序是 CORIBAND● 或者比较好的 GLOBAL。

如果需要的话——薄煤层的情况——声波仪器 BHC 的垂直分辨率可以通过由图 2-46 上所指的这种常规仪器的改进而降到 4.5in。为了修正洞穴的影响所实现的无补偿二次测量，已编写过专门的程序。

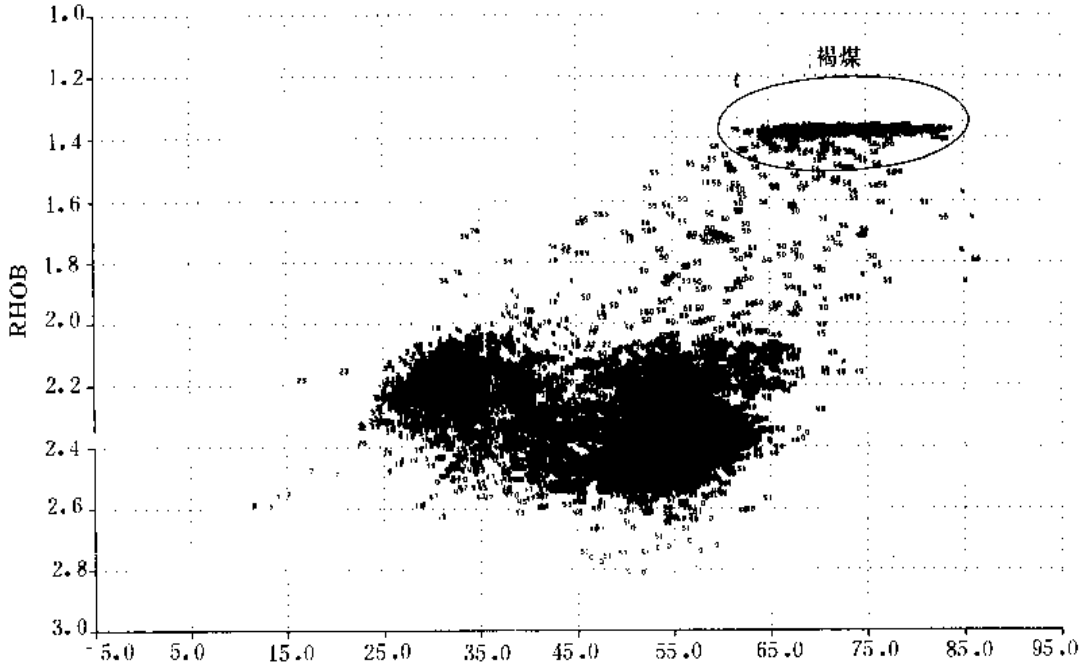
为了具有更好的分辨率和更准确的密度测量，我们可以根据校正低密度测量的相近探测器来测量密度。常规仪器数值基线不再具有线性响应，因此具有向 1.4g / cm^3 饱和的趋势（图 2-47）。有时，使用 CSU 系统，这些改进就不再需要，因为仪器能够重新校正。另一种解决办法包括从使用标准仪器在煤中测得的测量值减去 0.14g / cm^3。

●斯仑贝谢商标。



带1　从1869.95到1050.04M

(a)



带1　从1869.95到1050.04M

(b)

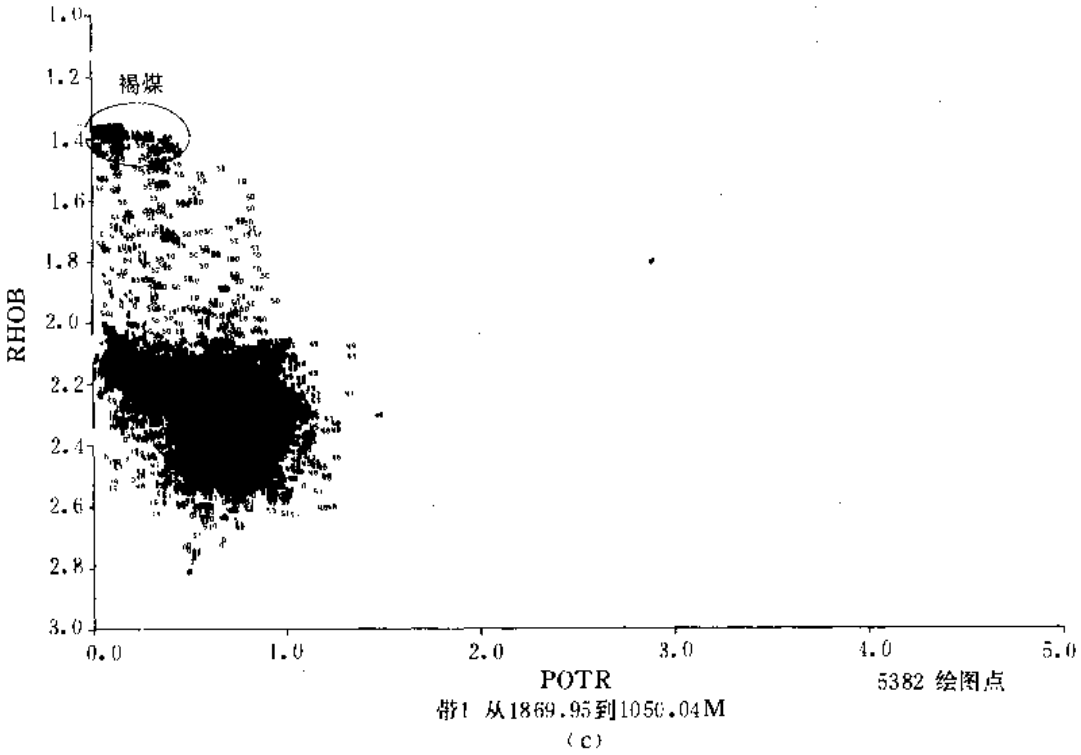


图 2-47　表示煤层饱和度与密度仪器读数的交会图

中子提供有关煤化度的信息。如同密度仪器一样，近似的具有更好的垂直分辨率的探测器可以用于氢—中子指数的测量。

当然，使用唯一的并未校正井眼影响的探测器进行的测量，在井壁坍塌的情况下，它们将会无效。

电阻率测量对于周围层系的研究，特别对确定含水和含水饱和度是必要的。

另外，为了确定剪切波（横波）旅行时间（Δt_{shear}）和岩石的力学性质，完整的波列记录可以借助于长源距声波获得。

最后，应该尽可能引用由中子轰击激发的伽马射线能谱测井仪（斯伦贝谢的 GST）。用该仪器探测的这些元素及含量（C、H、O、Si、Fe、S），能够评价其质量及热量（C）以及杂质的性质：硫（S）粘土（Si）和天然气或者水的存在。

所作的解释基于峰值的研究，以便确定构成煤组分的不同部分的测井参数。

如果我们使用 CORIBAND 程序，那么这些参数将是煤本身的，其性质无差别的灰分和现存流体的参数（图 2-48）。后者可能是水和天然气（CH_4、CO_2……）的混合。图 2-49 给出所得到的一个成果图例子。

如果具有足够的测井信息，那么 GLOBAL 程序可能比较好，而且还可以引进粘土和石英模型。图 2-50 相当于倾角测井所显示的层理发育的泥炭解释结果。

煤化指数是由中子指数根据下列关系式求得的：

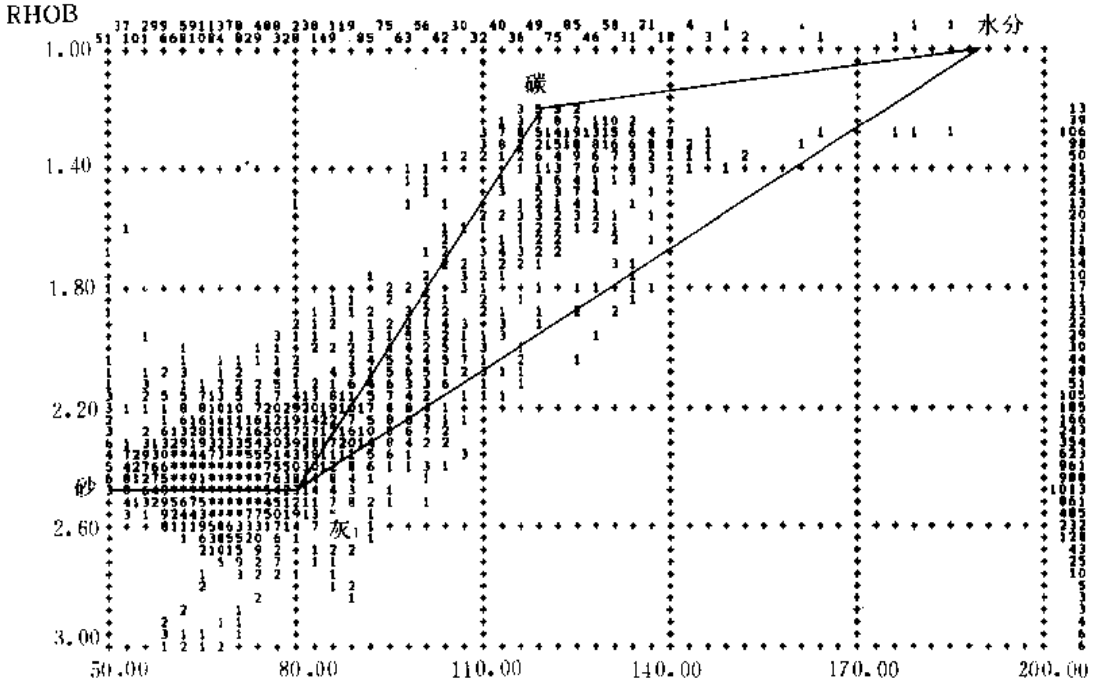


图 2-48　用于确定水、火山灰和煤比例的密度—声波交会图
(刊于 Well Evaluation Development, Continental Europe, 1982)

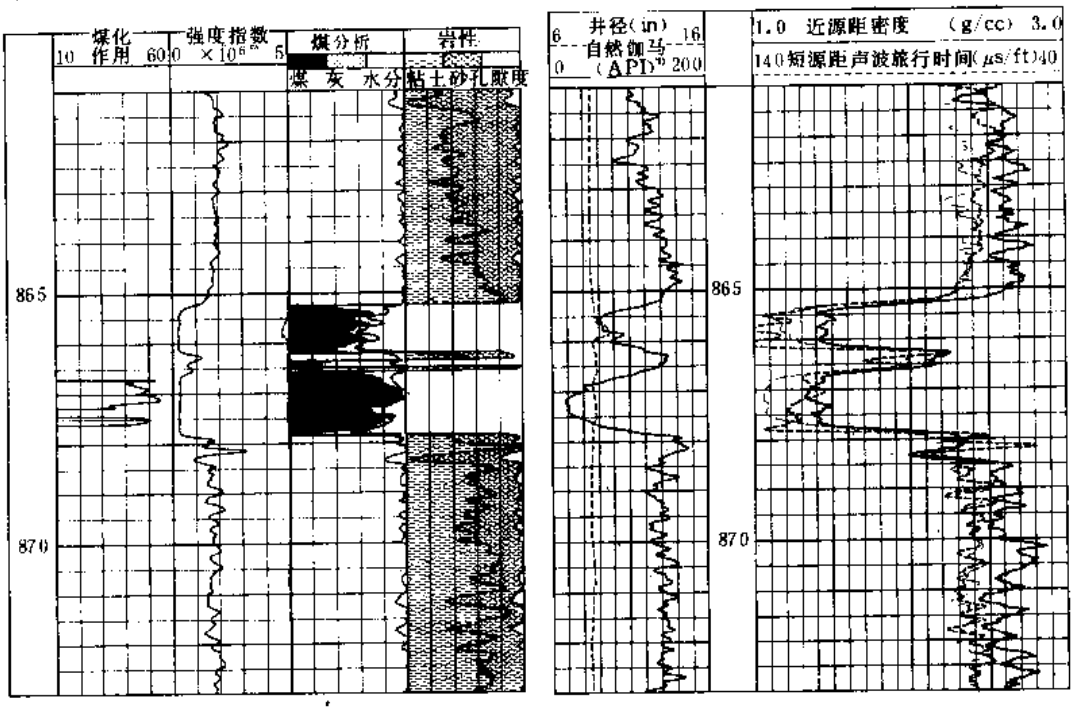


图 2-49　使用 CORIBAND 解释得到的煤炭例子
(刊于 Well Evaluation Development, Continental Europe, 1982)

$$\phi_{N_{log}} = \phi_{N_W} V_w + \phi_{N_a} V_a + \phi_{N_c} V_c$$

式中 ϕ_{N_w}——水的氢指数；

ϕ_{N_a}——煤灰的氢指数；

ϕ_{N_c}——煤炭的氢指数；

V——体积百分比。

煤化指数从 0.6（褐煤）减小到 0.2（无烟煤）。

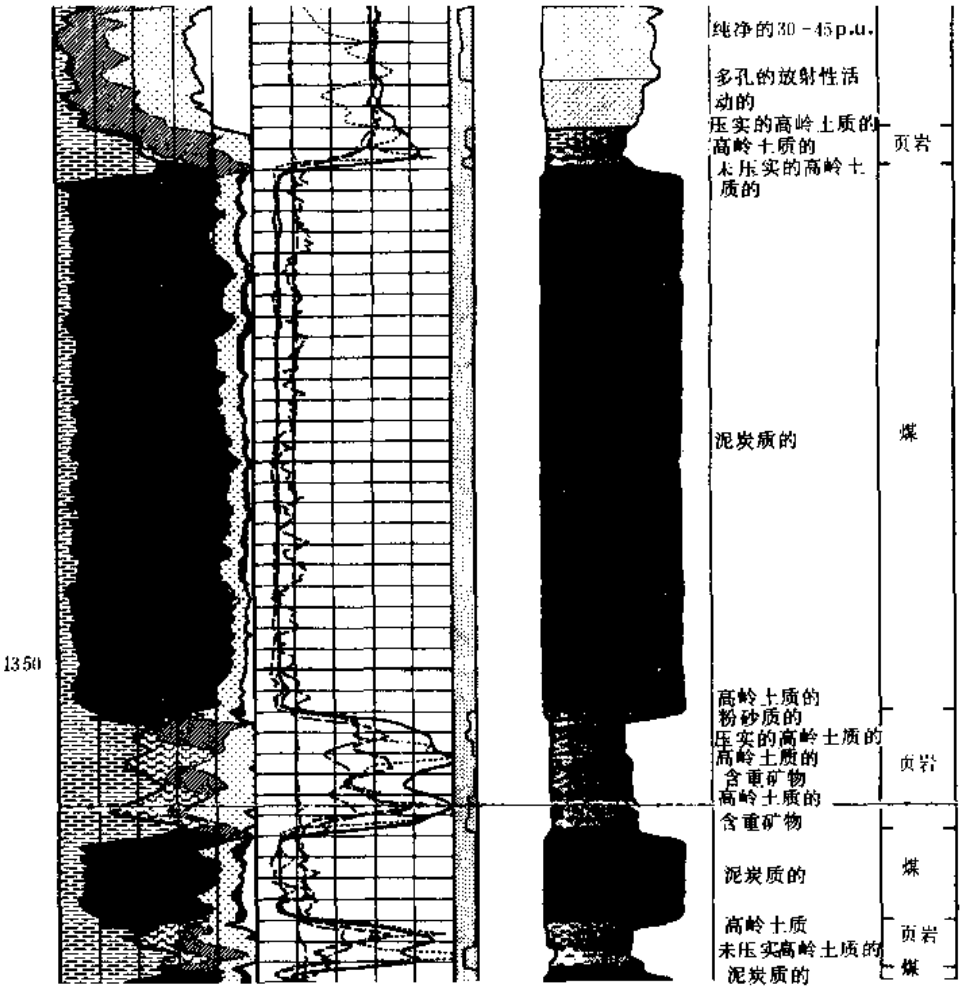


图 2-50 使用 GLOBAL 和 LITHO 程序解释得到的泥炭例子

岩石变形的弹性模量可以根据密度和声波资料求得。这些结果是以固体性指数的形式重新表示的。

2. 11. 变质岩的解释

正如前面已经看到的，这些岩石没有任何连通的孔隙，另外它们可能发育裂缝或者后成的蚀变。因此，除了千纹岩的情况以外，电阻率一般是高的，因为与其富含千纹状矿物（云母、绿泥石……）有关，而且因为与具有大的特殊面的这种类型矿物有关，以及与高的阳离子交换能力（CEC）有关的双层现象有关。另一方面，金属硫的存在可能同样造成强导电能力。

2. 11. 1. 变质岩类型的确定

如果测井的规则是足够的话，那么在大多数情况下不同响应的组合能够确定变质岩的类型。

石英岩一般具有中等放射性（40～60API）。其氢-中子指数可以说无，其密度接近石英的密度 $\rho_b=2.66g/cm^3$，正如光电吸收截面 $P_e=1.81b/e$，声波旅行时间介于 50～55$\mu s/ft$ 之间一样。长石、云母或者重矿物的存在，根据其在岩石中的百分比，在交会图上将会得到接近这些矿物位置的一些点，这就引起这些点的最大离散。

大理岩具有放射性普遍低的特征（10～30API），氢-中子指数从很小到无；而当大理岩中的白云石百分比增加时，密度增加，声波旅行时间和光电吸收截面减少（ρ_b：2.72—→2.85g/cm^3；Δt：50—→42$\mu s/ft$；P_e：5.08—→3.14）。当然，杂质（硅，硫）的存在可能要稍微改变这些参数。

如同石英岩一样，粒变岩具有中等放射性（50～55API），而其密度更大，并且将随着辉石含量（过度增加）从 2.73 变化到 2.93g/cm^3。经受不同变质程度的岩石具钾、钍和铀的含量不同（表 2-16）。

表 2-16 几种变质岩铀、钍和钾的含量（据 Heier & Adams, 1965）

变质程度	U ppm	Th ppm	K %	Th / U	K / U × 10^4	ρ g/cm^3
绿片岩 / 低闪岩相	3.5	26.5	3.4	7.57	0.97	2.70
高闪岩相	1.2	9.4	2.0	7.83	1.67	↓
低粒变岩相	0.9	4.1	2.1	4.65	2.33	↓
高粒变岩相	0.4	0.9	2.9	2.25	7.25	2.90

显然，由于闪岩愈富含钍其放射性愈强（50～55API）。闪岩密度也很大（2.8～3.2g/cm^3），而声波旅行时间通常小于 47$\mu s/ft$。

按照其成因，片麻岩的成分是在花岗岩与辉长岩成分之间变化的。因此，测井响应是可以比较的。不过，其页状结构应当引起其部分电阻率以及部分声波旅行时间和声波衰减在同一水平面上的差别，这与界面和各向异性有关，以及与岩石中现存云母百分含量有关，正如 Christensen（1965）已经证明过的，还与页面和测量仪器轴所形成的角度有关。因此，当

这个角度接近 90° 时，旅行时间应当更短，而衰减更慢；当角度接近零时，旅行时间应当增加。如果没有把对岩芯所作的测量结果与观察结果进行对比，就不能强调这样做。

同样，具有页状结构的板岩和片岩（云母片岩，绿泥石片岩……）也应当具有这种现象。也可能由于其它原因，我们认为至少一部分声波响应的差别是由这种现象引起的。这一部分声波响应的差别是由 Sanyal 等（1980）在相邻两口井中，在同一层位上的两个层系中观察到的。这两个相同的层系是由云母片岩和石英岩组成，完全可以对比，而且其它测井并不具有这种显着的差别。

通过组合测井参数，尤其是密度、光电吸收截面、放射性或最好钾的含量，应当能够识别不同类型的片岩。因此，绿泥石片岩应当有伴随相当高的 P_e 数值（在 3～5 之间）的低钾含量（小于 1%），而云母片岩根据岩石中现存云母的类型（白云母或者黑云母）其钾含量为 4～5%，P_e 值在 2.5 和 5 之间变化。

主要变质岩的理论位置已经表示在图 2-51 的交会图上。

表 2-17 总结了主要变质岩的测井响应（据 Desbrandes, 1982）

表 2-17 主要变质岩的测井响应（据 Desbrandes, 1982）

成因序列	岩石	钍 (Th) ppm	铀 (U) ppm	钾 (K) %	γ① API	密度② g/cm³	西格马③ σ	P_e 岩性测井(3)	中子② %	声波速度 1kbar km/s	声波速度 4kbars km/s
火成的或侵入的	片麻岩			3.5		2.65～2.90	13～14	4～4.5	～3	5.9～6.0	6.2～6.4
泥质的粘土质的	云片岩	8～11	7～21	2.5～3	128～260	2.75～2.85	—	—	4～7	5.0～5.2	—
	片岩	25～30	3～4	3～4	172～216	2.9～3.1	18～19	～4.1	～3	6.2～6.5	6.4～7.0
	千纹岩	5～9	5～8	3～3.5	108～156	2.75～2.8	～17	～3.7	6～10	5.2	—
砂质的	石英岩 白色石英岩	2～4	1	0.9	30～38	2.62～2.70	～4.2	～1.8	−2	6.0～6.1	6.2～6.3
	红色石英岩	37～41	5～10	0.5	196～252	2.62～2.70	～5.5	～2.3	−2	6.0～6.1	6.2～6.3
碳酸盐的	钙质大理岩 白云质大理岩	—	—	—	10～30	2.7～2.8	～7	5～5.2	0	6.0～6.2	—
		—	—	—	10～30	2.8～2.9	6～6.5	4.5～4.7	+2.5	6.9～7.1	—

①读数 API＝4Th（ppm）+8U（ppm）+16K（%）；

②致密岩石；

③据 J. Tittman。

注：应用这些图确定变质岩类型一定要十分谨慎。实际上，包罗这些岩石的少量测井资料至今还未能以可靠的方法建立起每种类型的岩石对每种仪器统计上的平均响应。其原因是这些地层与石油关系不大。因此它们取芯极少，而且测井规则也很有限。我们希望能够象研究与这种类型地层有关的地热能源一样的速度建立我们对这些岩石的认识。

2. 11. 2. 变质岩矿物成分的确定

一旦辨认出变质岩的类型，那么，矿物模式和这样的响应方程以及引入的参数选择就很简单了。

2. 12. 岩性的自动确定（LITHO 程序）

由百分比已知的一定数目的矿物构成的每种岩石及其有关的一些测井参数往往很容易确定。可以用电相表示，但并不包括倾角测井资料，因此可以用岩相的相当的测井相表示。测井相相当于代表 n 种测井的 n 维空间中的（超椭球）体积。它可以凭经验，并根据不同类型岩石的直接的实际测井响应确定，或者根据针对这些岩石的不同仪器的理论响应确定，并考虑根据岩芯的实验分析结果以及每种矿物或由矿物组成的元素的测井参数的统计结果来确定。

因此，LITHO 方法首先应包括“岩相”的确定。

2. 12. 1. 岩相的重建

用于岩相的确定以及数据库建立的技术，在于勾画出 n 维空间中超体积的轮廓，每一个超体积相当于一种主要的岩石类型，而消去每一点上被这种岩石类型所占据的面这是很简单的事情。这个面是几种因素的函数。

1）岩石类型的主要矿物成分（考虑每种主要组分矿物百分比变化的面积）和次要矿物成分，即使其含量很低（锆石、黄铁矿、硼、钆……），但能够影响仪器的响应（放射性、光电吸收截面、氢—中子指数……）；

2）其结构，又反过来影响孔隙度及其分布类型，以及渗透率及其与此有关的所有影响（侵入、扭度……）

3）岩石的内部构造（均匀性、层理垂向递变……）；

4）每种仪器的响应方程；

5）测不准。

这些体积和面积应该同时用理论和应用上的所有方法来确定：在理论上，依靠岩石的分类及其矿物成分，实际上，后者表达测井学家所考虑的每种仪器的响应方程；在应用上，要核对一口井内所进行的测量和有代表性的每种岩石在每张交会图上的位置，以及核对在取芯层段内的识别和实验分析的确定结果。

对于每个岩相来说，我们定义一个隶属函数，它在超体积的中心是最大的，而在边界则为零。

2. 12. 2. 岩石剖面的比较、分类和重建

解释为一种岩相的一层读数层和一层地层，根据 n 维空间中其具有代表性的点的相对位置与表征每种岩相的超体积相比进行分类。这是一种所谓贝叶斯决策准则的统计过程。其原理是给予每种岩相一种测井数值的分布概率，并以此识别其为读数最接近的哪个总体。可

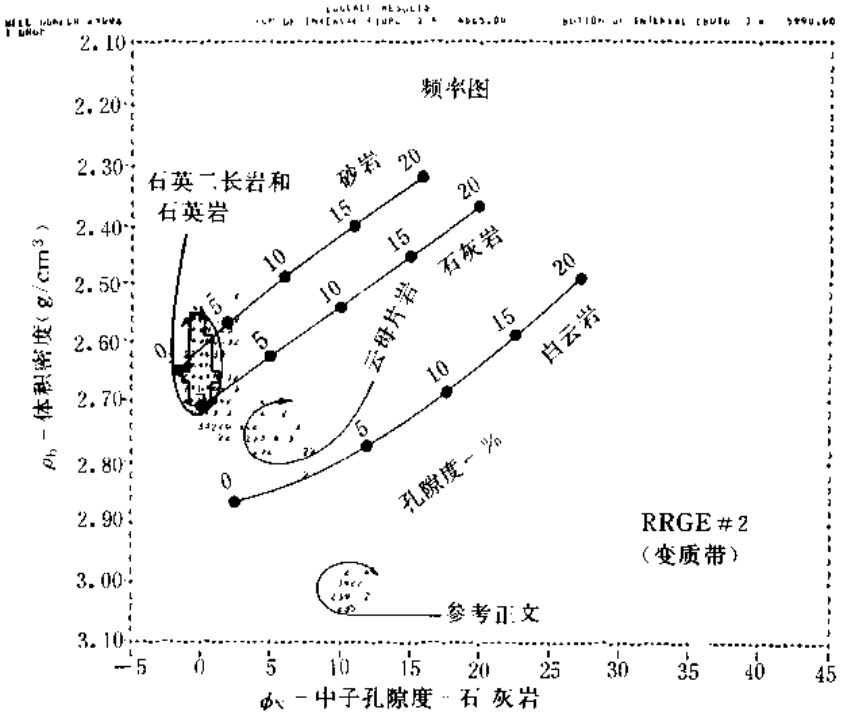


图 2-51a　说明某些变质岩位置的交会图（据 Sanyal et al., 1980）

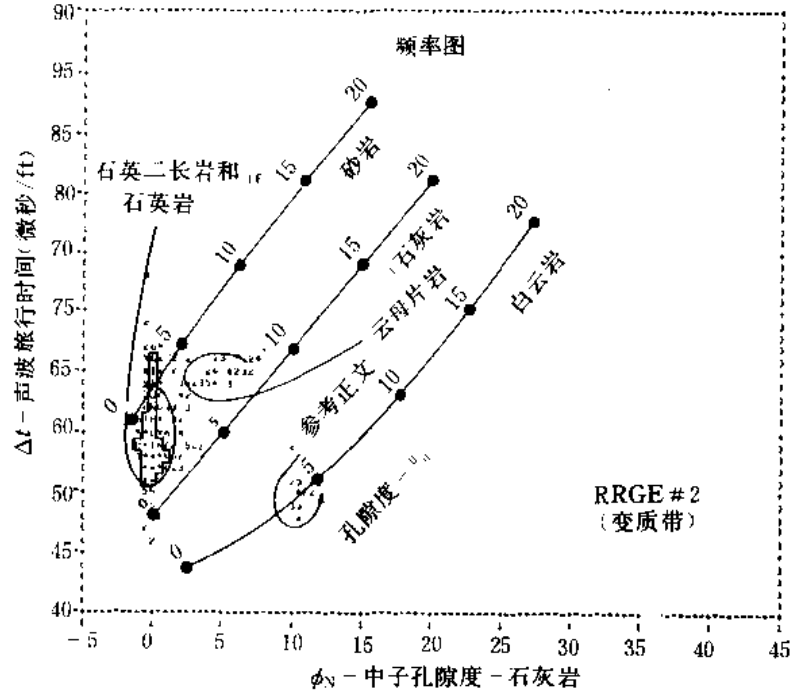


图 2-51b　说明某些变质岩位置的交会图（据 Sanyal et al., 1980）

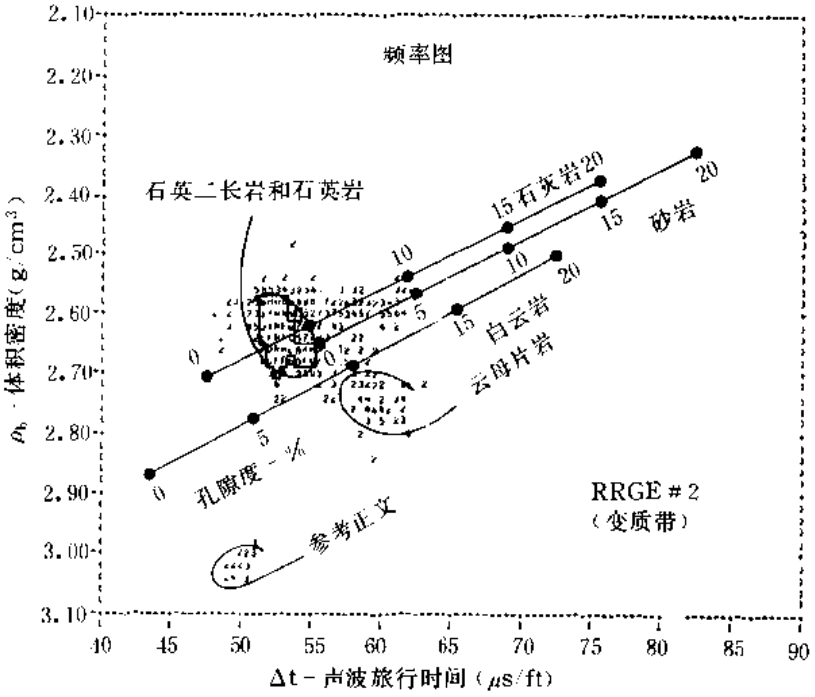


图 2–51c　说明某些变质岩位置的交会图（据 Sanyal et al., 1980）

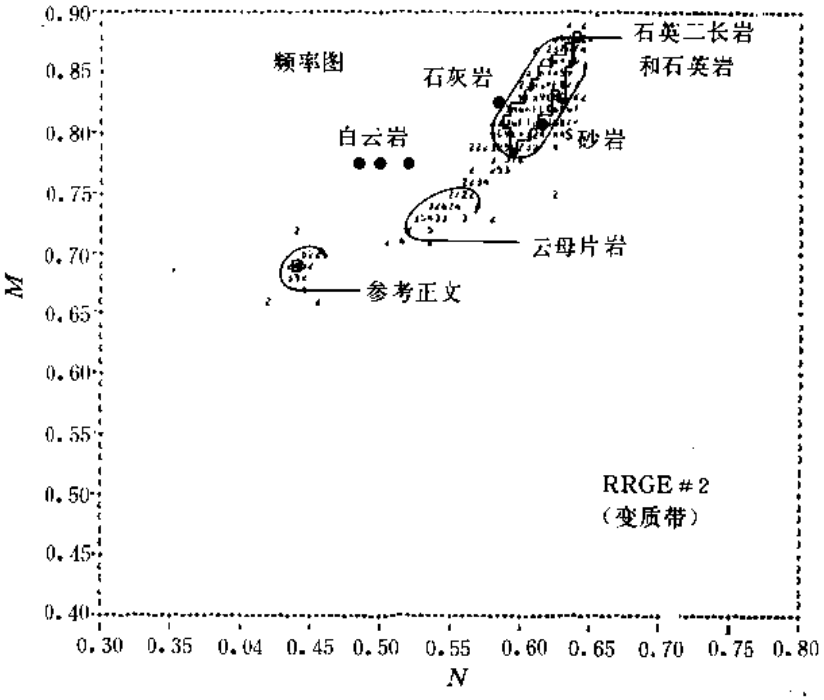


图 2–51d　说明某些变质岩位置的交会图（据 Sanyal et al., 1980）

能存在几种情况：

1）点“落”在一个唯一的超体积内。在这种情况下不存在模棱两可，而其分类是最接近的。

2）点出现在两个或者三个超体积内。分类标准当时是考虑到岩相制定的，为此，隶属函数与其它相比较是极大的。因此，要计算隶属岩相的概率。

3）最后，点不出现在确定的超体积内。在这种情况下可以提供几种解释：测井深度校准差；不合规格的仪器（声波测井的周期跳跃）或者校正不好；钻井流体对仪器响应的影响（重晶石对 LDT 的影响，钾对 NGS 的影响）；坍塌对一种或几种仪器的影响；不完全的岩相库。在后一种情况下，足够建立和定义相应的超体积。

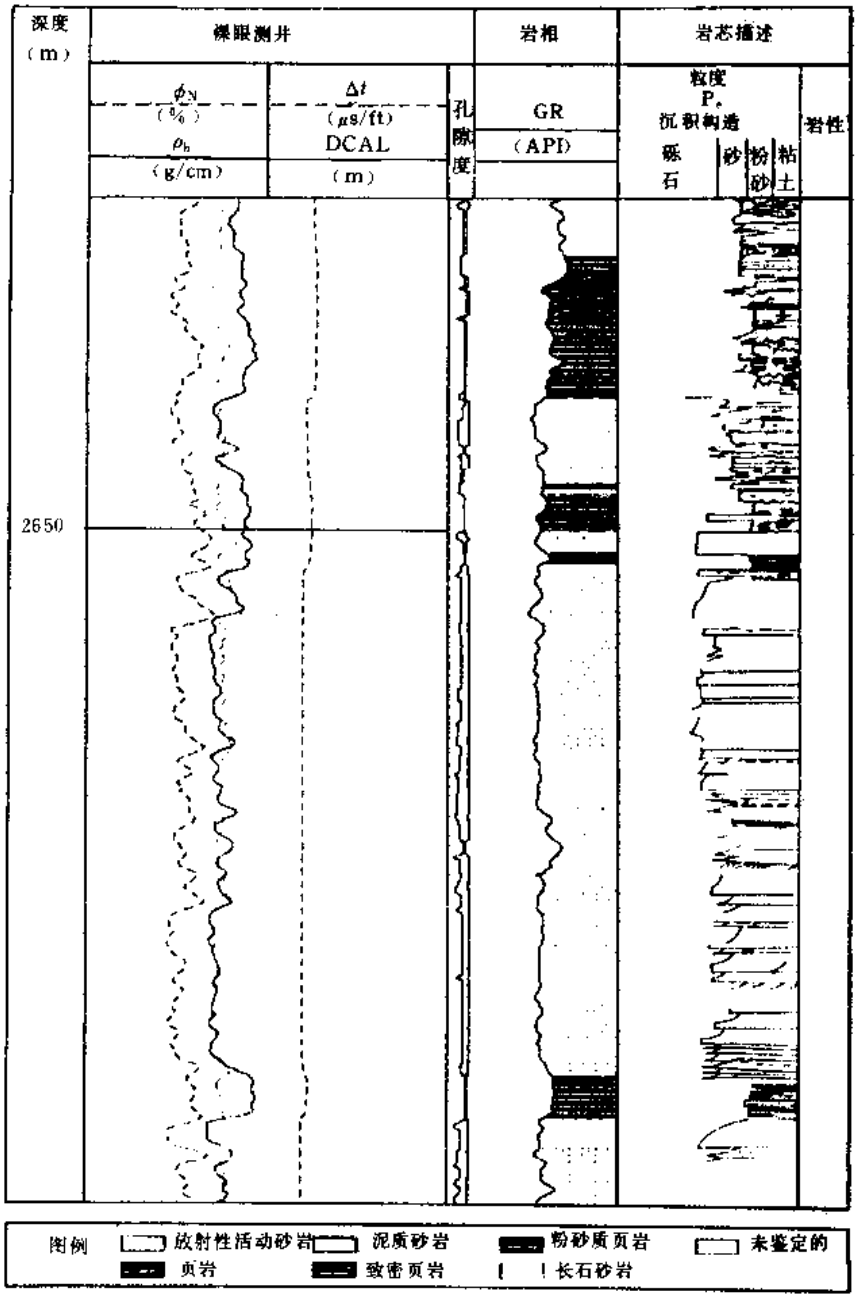


图 2-52　借助于 LITHO 程序获得的岩性描述的例子：陆源碎屑层系的情况

为了解决上述的以及薄层的情况，可以引进专门的推理方法。另外，分类程序可以在已知层段内详细地指明在已知层段内主要岩石类型，然后，消去数据库中某些岩相，以避免可能的混淆。这种控制推理既可以提供其它测井的分析（井径、自然电位、电阻率……），又可以提供局部地质信息的分析或者引进由"人工智能"方法咨询的地质知识库。

图 2-52 和 2-53 给出借助于 LITHO 程序获得的两个结果例子。我们立即抓住这一分析结果的好处在于，能迅速地获得井的垂直岩性剖面，以及在定量解释时选择矿物成分。

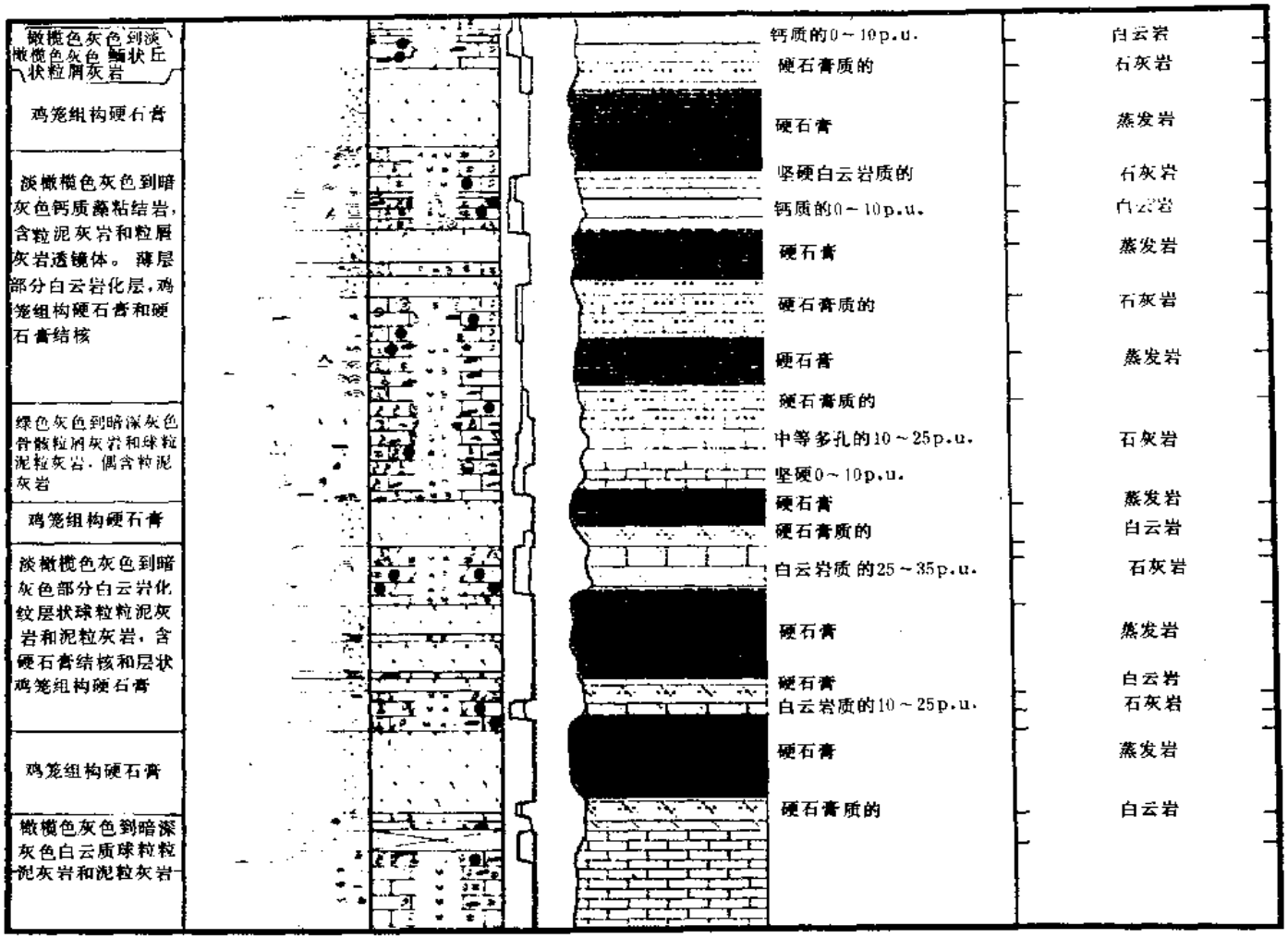


图 2-53　借助于 LITHO 程序获得的岩性描述的例子：碳酸盐岩和蒸发岩层系的情况以及与岩芯资料的比较（据 Delfiner et al., 1984）

参 考 文 献

ADAMS, J. A. S. (1954). – Uranium and Thorium contents of volcanic rocks. In: *Nuclear Geology. J. Wiley & Sons, New– York.*

ADAMS, J. A. S. & GASPARINI, P. (1970). –Gamma– ray spectrometry of rocks. *Elsevier Publ. Co., Amsterdam.*

ADAMS, J. A. S. & WEAVER, R. (1958). – Thorium to Uranium ratio as indicator of Sedimentary Processes: examples of concept of Geochemical facies, *Bull. amer, Assoc. Petroleum Geol., 42, 2.*

BARTH, T.F.W. (1952). – Theoretical Petrology. *John Wiley & Sons, Inc., New York.*

BAYLY, B. (1976). – Introduction a la petrologie. *Masson, Paris.*

BILLINGS, M. P. (1972). – Structural Geology. 3d ed. *Prentice – Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.*

BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1980). – Origin of Sedimentary Rocks. 2d ed. *Prentice–Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.*

BURKE, J. A., CURTIS, M.R. & COX, J.P. (1967). – Computer Processing of Log Data enables better Production in Chaveroo Field, *J. Petroleum Technol.*

CAROZZI, A.V. (Ed.) (1975). – Sedimentary Rocks. *Benchmark Papers in Geology, 15, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.*

CHRISTENSEN, N.I. (1965). – Compressional wave velocity in metamorphic rocks at pressure to 10 kbars. *J. Geophys. Research. Vol. 70, no. 24.*

CLARK, S.P.Jr. (1966). – Handbook of Physical constants. *The Geol. Society of America.*

CLARKE, F. W. & WASHINGTON, H. S. (1924). – The composition of the Earth's Crust. *U. S. Geol. Survey, Profess. Paper 127.*

CLAVIER, C. & RUST, D. H. (1976). – MID–Plot: A new Lithology Technique. *The Log Analyst, 17, 6, p. 16.*

COLLINSON J. D. & THOMPSON, D. B. (1982). – Sedimentary Structures. *George Allen & Unwin Publ. Ltd., London.*

DALY, R.A. (1933). – Igneous Rocks and the Depth of the Earth. *McGraw–Hill Book Co., New York.*

DALY, R.A., MANGER, G.E., & CLARK, S.P. Jr. (1966). – Density of rocks. In: *Handbook of Physical Constants.*

DELFINER, P., PEYRET, O., & SERRA, O. (1984). – Automatic determination of lithology from well logs. *59th ann. Techn. Conf. of SPE of AIME, Houston, paper SPE 13290.*

DICKEY, P.A. (1979). – Petroleum Development Geology. *Petroleum Publishing Co, Tulsa.*

EDMUNDSON, H. & RAYMER, L.L. (1979). – Radioactive parameters for Common Minerals. *SPWLA, 20th Ann. Log. Symp. Trans., Paper O.*

FELDER, B. &BOYELDIEU. C (1979). – The Litho. density log. *SPWLA 6th Europ. symp. trans., paper O.*

FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E. (1978). – Principles of Sedimentology. *John Wiley & Sons, New York.*

GARRELS, R.M. & MACKENSIE, F.T. (1971). –Evolution of Sedimentary rocks. *Norton, W.W. & Co, New York.*

HAILE, P.M. & BLUNDEN, H. A. (1984). – Zechstein Magnesium rich Evaporite Deposits of northern Netherlands and their Volumetric analysis by GLOBAL. *SAID–SPWLA, 9th International log. Symp. Trans., Paris, paper 37.*

HOBBS, B. E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. (1976). – An outline of *Structural geology. John Wiley & Sons, New York.*

HOBSON, G.D. & TIRATSOO, E.N. (1975). – Introduction to Petroleum Geology. *Scientific Press Ltd, Beaconsfield, England.*

HOSSIN, A. (1969). – Interprétation des diagraphies en zones carbonatées et évaporitiques. *Bull. A.F.T.P., 193, p. 47–69.*

JUNG, J. (1958). – Précis de pétrographie. *Masson, Paris.*

LARSEN, E.S. Jr. & PHAIR, G. (1954). – The distribution of uranium and thorium in igneous rocks. In: *Nuclear Geology. J. Wiley et Sons, New–York.*

LEET, L. Don, JUDSON, S. & KAUFFMAN, M.E. (1978). – Physical Geology, 5th ed. *Prentice–Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.*

LEITH, C.K. & MEAD, W.J. (1951). – Metamorphic rocks. *Henry Holt et Co, New–York.*

LINK, P.K. (1982). – Basic Petroleum Geology. *OGCI Publications, Tulsa.*

LOMBARD, A. (1956). –Géologie Sédimentaire. Les Séries marines. Masson, paris

LOMBARD, A. (1972). – Séries sédimentaires. Genése – Evolution. *Masson, Paris.*

MATTHEWS, R.K. (1974). – Dynamic Stratigraphy. *Prentice–Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.*

MAYER, C. & SIBBIT, A. (1980). – GLOBAL, a new Approach to Computer–Processed Log Interpretation. *SPE of AIME, Fall Mtg., Dallas, SPE 9341.*

PERRODON, A. (1980). – Geodynamique pétroliére. Genése et répartition des gisements d'hydrocarbures. *Masson, Paris.*

PETTIJOHN, F.J. (1975). – Sedimentary Rocks. 3d ed. *Harper & Row, Publishers, New York.*

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972). – Sand and Sandstone. *Springer, New York.*

POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. (1977). – Paleocurrents and Basin Analysis. 2d ed. *Springer, New York.*

PRESS, F. (1966). – Seismic Velocities. In: *Handbook of Physical Constants.*

PRESS, F. & SIEVER, R. (1978). – Earth. 2d ed. *W.H. Freeman & Co, San Francisco.*

KELLER, G.V., MURRAY, J.C. & TOWLE, G.H. (1974). – Geophysical Logs from

the Kilauea Geothermal Research Drill Hole. *SPWLA, 15th Ann. Log. Symp. Trans., paper L.*

KERHERVE, J. (1977). – Notes prepared for an advanced seminar on interpretation of well logs in volcanic rocks.

KHATCHIKIAN, A. (1982). – Log Evaluation of Oil–Bearing Igneous Rocks. *SPWLA, 23d Ann. Log. Symp. Trans., Paper AA.*

KLEIN, G. deVries (1980). – Sandstone Depositional Models for Exploration for Fossils Fuels. 2d ed. *CEPCO Div., Burgess Publishing Co., Champaign, Illinois.*

KRUMBEIN, W.C. (1959). – The tetrahedron as a facies mapping device. *J. Sed. Petrol., 24, 1, p. 3–19.*

KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. (1963). –Stratigraphy and Sedimentation. 2d ed. *W.H. Freeman & Co, San Francisco.*

KRYNINE, P.D. (1948). – The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. *J. Geology, 56, p. 130–165.*

LANDES. K. K. (1951). –Petroleum. Geology, John Wiley & Sons, *New york.*

RAGAN, D.M. (1973). – Structural Geology. *John Wiley & Sons, New York.*

READING, H.G. (Ed.) (1978). – Sedimentary Environments and Facies. *Blackwell Scientific Publications, Oxford.*

REINECK, H.E. & SINGH. I.B. (1975). – Depositional Sedimentary Environments. *Springer, New York.*

RITCH, H.J. (1975). – An open hole logging evaluation in metamorphic rocks. *SPWLA, Ann. Log. Symp. Trans., Paper V.*

RUSSELL, W.L. (1951). – Principles of Petroleum Geology. *McGraw–Hill Book Co, New York.*

Schlumberger Ltd (1974). – Log Interpretation. Volume II – Applications.

Schlumberger Technical Services, Inc. (1982). –Essentials of NGS Interpretation.

SANYAL, S.K.; WELLS, L.E. & BICKHAM, R.E. (1980). – Geothermal Well Log Interpretation. State of the Art. Final Report. *Los Alamos Scientific Laboratory, LA–8211–MS.*

SCHOLE, P.A. & SPEARING, D. (Ed.) (1982). – Sandstone Depositional Environments. *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem.* 31.

SELLEY, R.C. (1978). – Ancient Sedimentary Environments. 2d ed. *Chapman & Hall, London.*

SELLEY, R.C. (1976). – An Introduction to Sedimentology. *Academic Press, London.*

SHAND, S.J. (1951). – Eruptive rocks. 4th Ed. *John Wiley & Sons, Inc., New York.*

SMITHSON, S.B. (1971). – Density of metamorphic rocks. *Geophysics, 36, 4.*

PIRSSON, L.V. (1949). – Principles of Geochemistry. *John Wiley & Sons, Inc., New York.*

PIRSSON, L.V & KNOPF, A. (1947). – Rocks and Rock Minerals. 3ded. *John Wiley & Sons, Inc., New York.*

TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1951). – Igneous and Metamorphic Petrology. *McGraw–Hill Book & Co. Inc., New York.*

WALKER, R.G. (Ed.) (1979). – Facies Models. Geoscience Canada, *reprint Series 1, published by Geol. Assoc. Canada.*

WEDEPOHL, K.H (1969). – Handbook of Geochemistry.

WEST, & LAUGHLIN, A.W. (1976). – Spectral Gamma Logging in crystalline basement rocks. *Geology, Vol.4, pp. 617–618.*

WHITFIELD, J.M., ROGERS, J.J.W. & ADAMS, J.A.S. (1959). – The relationship between the Petrology and the Thorium and Uranium contents of some granitic rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta, 17.*

WILSON, J.L. (1975). – Carbonate Facies in Geologic History. *Springer, New York.*

第3章　关于结构的信息（岩石的描述）

3.1　岩石学概念的回顾

3.1.1. 定义

结构[1]包括岩石组分、颗粒或者微粒和晶体的几何形态方面，总而言之，其大小、形状、外表、排列及其分选性，以及颗粒与颗粒，颗粒与基质，或者基质与胶结物的关系。

结构在沉积岩中起很重要的作用，因为这主要是它决定岩石的物理性质，以及岩石的孔隙度和渗透率。

根据岩石的成因，Krumbein 和 Sloss（1963）将其区分为：

1）陆源碎屑岩很特征的碎屑结构；

2）化学岩或者侵入岩很特征的结晶结构。

3.1.2. 结构要素

不管结构类型是哪一种，三种要素为沉积岩提供其特征的结构：

1）颗粒或者微粒和晶体；

2）相当于充填在颗粒之间粒间的更细物质的基质；

3）同时与颗粒和基质有关的胶结物。

这些要素可能具有不同的矿物成分。图 3-1 按照陆源碎屑岩的类型总结了哪些可能是由不同结构要素构成的矿物。

这些要素并不是在同一岩石中同时都存在的，例如在具有中粒的分选性很好的砂岩中，既没有基质也没有胶结物。中粒分选性很好的固结砂岩不含基质而含胶结物，这种胶结物可能是二氧化硅、方解石，或者白云石、菱铁矿、石盐。

我们一般把颗粒和胶结物联系起来，因为它们往往同时沉积（粘土质基质中的砂粒，或者砂质基质中的砾石）。至于胶结物，它经常是沉积期之后的，这是在孔隙空间中化学沉淀的结果。

然而，正如 Krumbein 和 Sloss（1963）所进行过结构研究，他们根据沉积岩的性质把结构细分为三类：

1）像石盐、石膏、硬石膏……这样一些纯化学岩，其结构仅仅具有晶系、晶体大小和叠瓦状排列的特征；

2）一部分化学岩或者生物化学岩和一部分陆源碎屑岩，例如碳酸盐岩，其中三种要素依次或者同时起着很重要的作用。

首先阐述陆源碎屑岩的情况。

---

[1]按其法文词义，结构一词，系指岩石矿物之间的空间关系，有时被用作与构造词义相同的一词，这就造成词义含糊不清。在这一章内，以及整个这部著作，结构引用其古英语的词义。

3.2. 陆源碎屑岩的结构

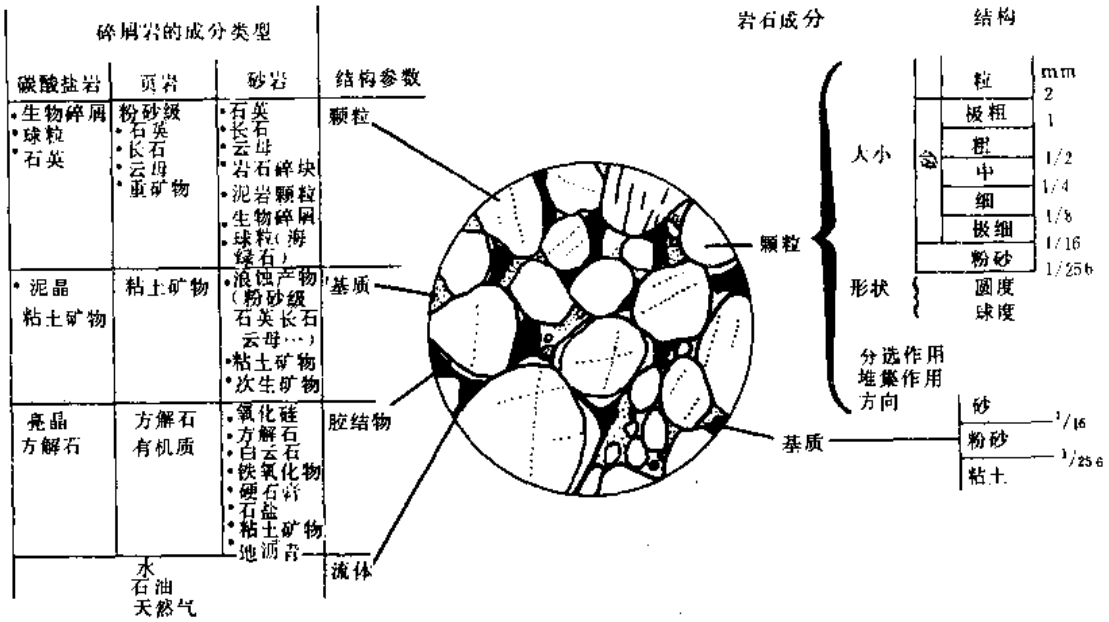


图 3-1 岩石的结构要素

根据 Krumbein 和 Sloss (1963)，颗粒的六种基本性质，影响沉积的最终结构。这些是:

1) 颗粒的大小("粒度") 及其决定粒度("分选作用") 的变化;

2) 颗粒的形状 (或者球度) (图 3-2);

3) 圆度("圆度");

4) 表面状态;

5) 颗粒的方向 (或者"组构");

6) 矿物成分，确切地说不是结构参数，但它取决于:

①密度，进而每个单元的沉积作用速度;

②溶解或者蚀变的可能性，进而胶结物最终形成;

③岩石的可润湿性。

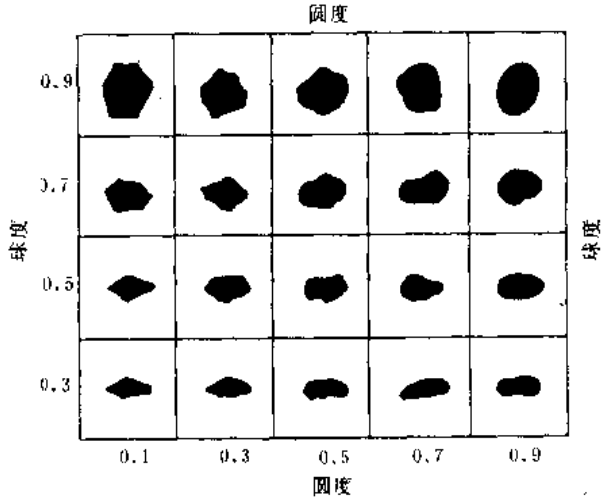


图 3-2 颗粒的球度和圆度
(据 Krumbein & Sloss, 1963)

这些不同的性质将对储集层的特征产生影响，其影响将更详细地研究。

3.2.1. 颗粒的性质对储集层特征的影响

储集层主要的岩石物理特征是孔隙度和渗透率。

Beard 和 Weyl (1973) 曾经指出过，沉积成因的陆源碎屑沉积物的原生孔隙度和渗透率取决于五种变量：粒径、粒度、形状、圆度、方向和排列。

3.2.1.1. 粒度的影响

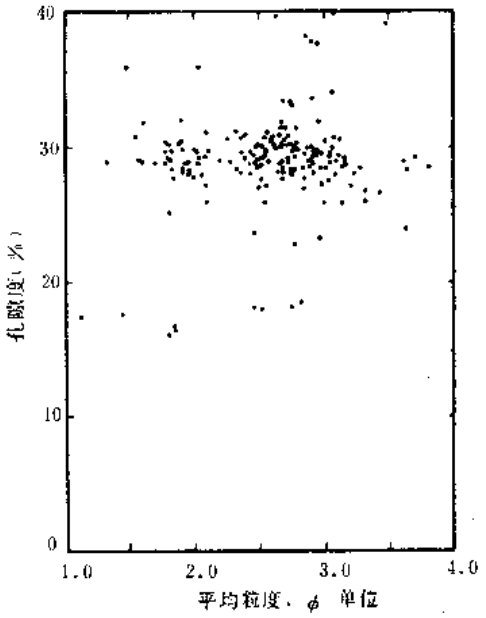


图 3-3 得克萨斯，帕卢克镐组所有砂岩样品孔隙度和平均粒度之间的关系（据 Dodge，et al.，1971）

理论上孔隙度是不依赖于粒度。由 DODGE 等 (1971) 绘的图 3-3，确实显示出粒度对孔隙度影响很少，至少超过表示分选性较好和胶结物存在的一定的孔隙度门槛。这个，毕竟相当于大小均匀，具有同样结构，并具有同样大小孔隙的球排列。相当于最大粒度的这种理想情况，在自然界中相当少见。它们时常在颗粒砂岩中见到。

实际上，Lee (1919)、Von Engelhardt (1960) (图 3-4)、Rogers 和 Head (1961) (图 3-5) 以及 Pryor (1973) 曾经指出过，当粒度增大时孔隙度减小。

这种演变可能由于只是与粒度间接有关的许多因素造成的。砂岩越粗越是倾向于具有棱角，而且越是能够越不密集的排列组织起来。因此越粗的砂岩它们可能具有越高的孔隙度。

相反，正如 Dodge 等，1971 曾经论证过 (图 3-6)，在按粒径分类很清楚的砂岩中，当粒度减小时，渗透率减小。这容易理解，因为粒度控制孔隙的大小和连接孔隙之间的管状通道。颗粒越小孔隙和管状通道截面越小，毛细管吸附作用越强，且渗透率越低。

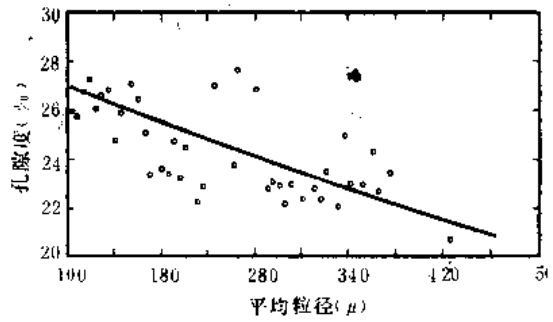


图 3-4 本塞梅尔砂岩中的孔隙度和平均粒径之间的关系（据 Engelhardt,1960）

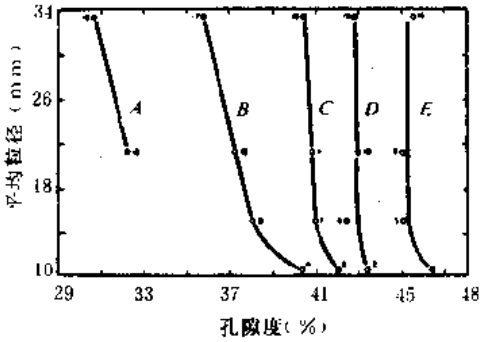


图 3-5 不同分选性系数砂岩的孔隙度和平均粒度之间的关系(据 Rogers & Head 1961)

(A: $S_o=2.086$; B: $S_o=1.625$; C: $S_o=1.279$; D: $S_o=1.128$; E: $S_o=1.061$

3.2.1.2. 粒度的影响

正如 Rogers 和 Head 在 1961 曾经证明过(图 3-7a)，当分选性增加时孔隙度增加。实际上，在分选性差的砂岩中的小颗粒（构成基质）充填在最粗部分留下的缝隙中，因此，充满大的孔隙和阻塞粗的管状通道。

粒度和分选性对孔隙度和渗透率的共同影响如图 3-7b 所示。

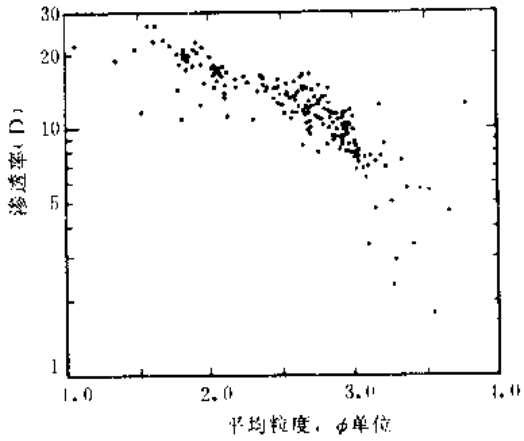


图 3-6 得克萨斯,帕卢克锡组渗透率和平均粒度之间的关系(据 Dodge et al., 1971)

3.2.1.3. 颗粒形状和圆度的影响

看来这两种因素影响粒间孔隙度。Fraser (1935) 已得出过这样的结论，由球形颗粒构成的沉积物具有的孔隙度比由球度较差❶的颗粒形成的沉积物低。认为是这样的缘故造成的，在第一种类型中颗粒倾向于按照比第二种类型更密集的排列组织起来。次球形或者次圆形的颗粒因而可能决定它们分开体积更大。

尽管其对渗透率的影响还不好识别，但是我们可以认为渗透率的影响就是与形状和圆度影响有关的孔隙度影响。

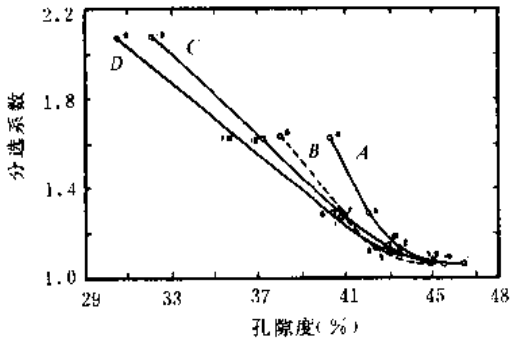


图 3-7a 不同粒度的砂岩孔隙度和分选系数之间的关系(据 Roges & Head,1961)

A: d.m.=0.106mm; B: d.m.=0.151;

C: d.m.=0.213; D: d.m.=0.335

3.2.1.4. 颗粒方向的影响

颗粒的方向根据与水平面和与水流方向相比来确定。

砾石的方向一般容易确定，因为其大小使其观察相当容易（图 3-8)。

颗粒越小的（砂，粉砂……）其颗粒方向越难以测量和定量化。有时，在非球形的颗粒情况中，我们一般观察到颗粒的方向是这样的，即其最大的长轴平行于水流方向。总的来说，千纹状颗粒对孔隙度不具有影响，而相反对渗透率影响很大，或者更确切地说对各向异性或者更高渗透率的方向影响很大。因此：在河道砂体中最大渗透率的方向平行于砂体的长轴。在沿岸沙坝砂体中，最大渗透率垂直于砂体的长轴而平行于水流的主要方向（图 3-9)。在页片状的颗粒（粘土）情况中，其方向将是这样的，即统计上其大的面平行于层理面（图 3-10)，尤其在压实作用以后。

3.2.1.5. 排列的影响

根据 Graton 和 Fraser (1935)，同样大小的球形几何形态可以以六种不同的方式排列(图 3-11)。这些研究者曾经证明过，孔隙度随着排列而变化，最开放的为 47.64%，最压实

❶这里讨论具有"自然界"形状的颗粒。"砖"的堆积——在球形的下部—产生具有无孔隙度的地层。

的或者最闭合的达 25.45%。

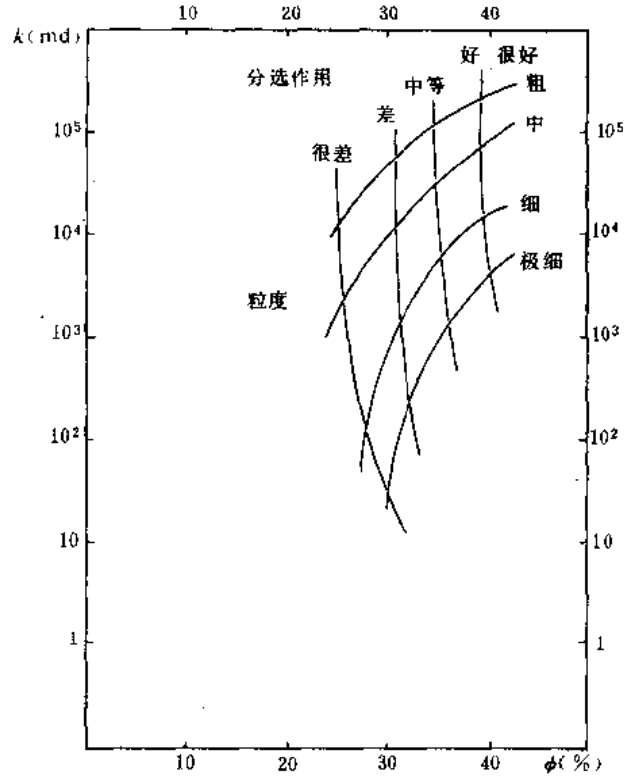


图 3-7b　孔隙度、渗透率、粒度和粒度之间的关系

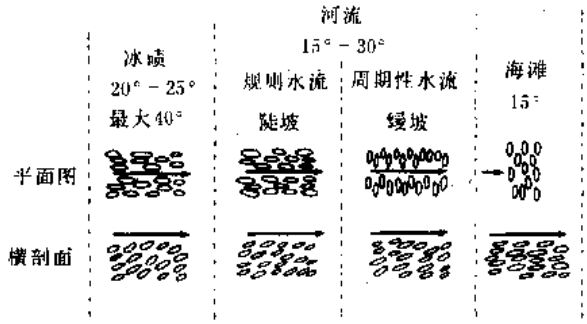


图 3-8　不同环境中的砾石方向的示意图(据 Rukhin，1958)

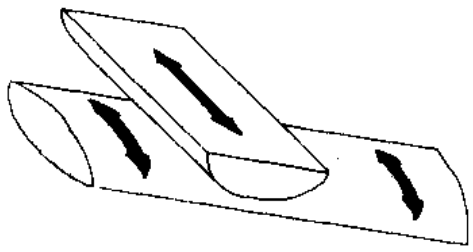


图 3-9　河道和沿岸沙坝内的颗粒方向和最大渗透率方向(据 Pryor,1973,引于 Selley,1976)

看来很明显，渗透率应该伴随类似的演变，因为在紧密排列的情况下，孔隙和管状通道的截面比其它的更小。实际上，最"开放的"排列在古代地层中几乎从未见到过，因为在压实作用的影响下，颗粒按照最"闭合的"排列很快地组织起来。压实作用的影响将在第 8 章中研究，因为它同样影响颗粒的形状。

3.2.1.6. 颗粒矿物成分的影响

由更密集的重矿物组成的颗粒和同样重的矿物一起沉积，这就是说密度越低，则颗粒越大。这就引起粒度降低，从而也引起孔隙度和渗透率降低。

由化学不稳定或者不成熟矿物组成的颗粒（辉石、长石、云母……）影响我们辩认那些沉积物的孔隙度。其以后的蚀变将促使粘土质自生矿物的形成（高岭土、蒙脱石、伊利石、绿泥石……），这些粘土矿物包围颗粒并充满于孔隙空间，同样降低孔隙度和渗透率（图 3-12）。

由可溶解的矿物（方解石、白云石……）组成的颗粒可能由于以后的溶解或者由于油层地下水流动的消失引起次生孔隙度的产生，或者由于溶解和沉淀阻塞孔隙，并因此阻塞渗透。成岩作用的影响将在第 7 章中分析。

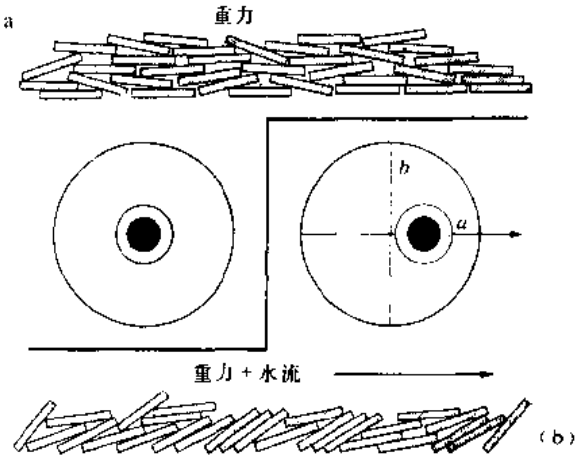


图 3-10 圆盘的方向

(据 Potter & Pettijohn, 1977)

(a)在重力单独作用下沉积的圆盘；

(b)在重力和水流复合作用下沉积的圆盘

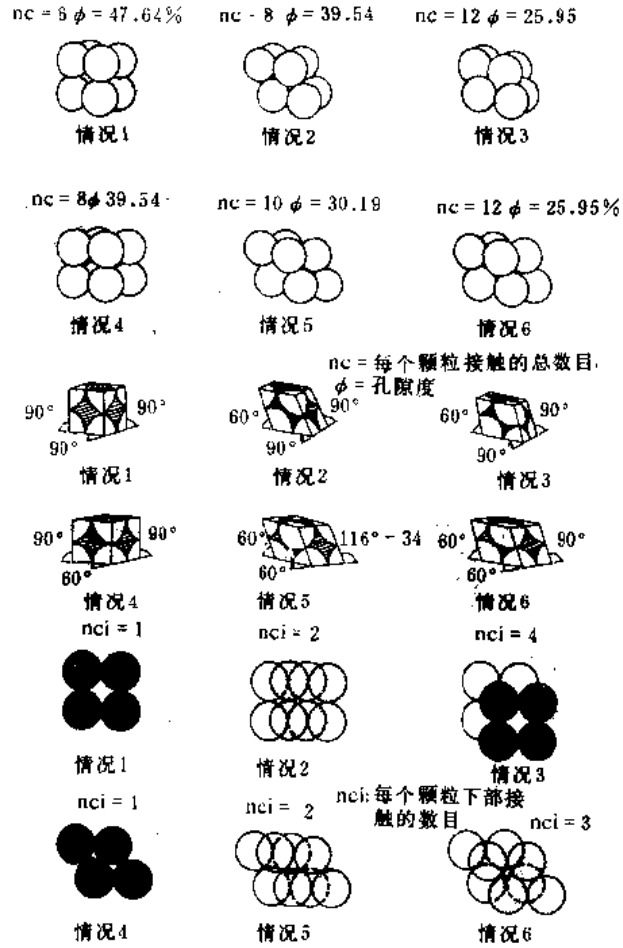


图 3-11 同样大小的球六种可能的排列(据 Graton & Fraser, 1935)

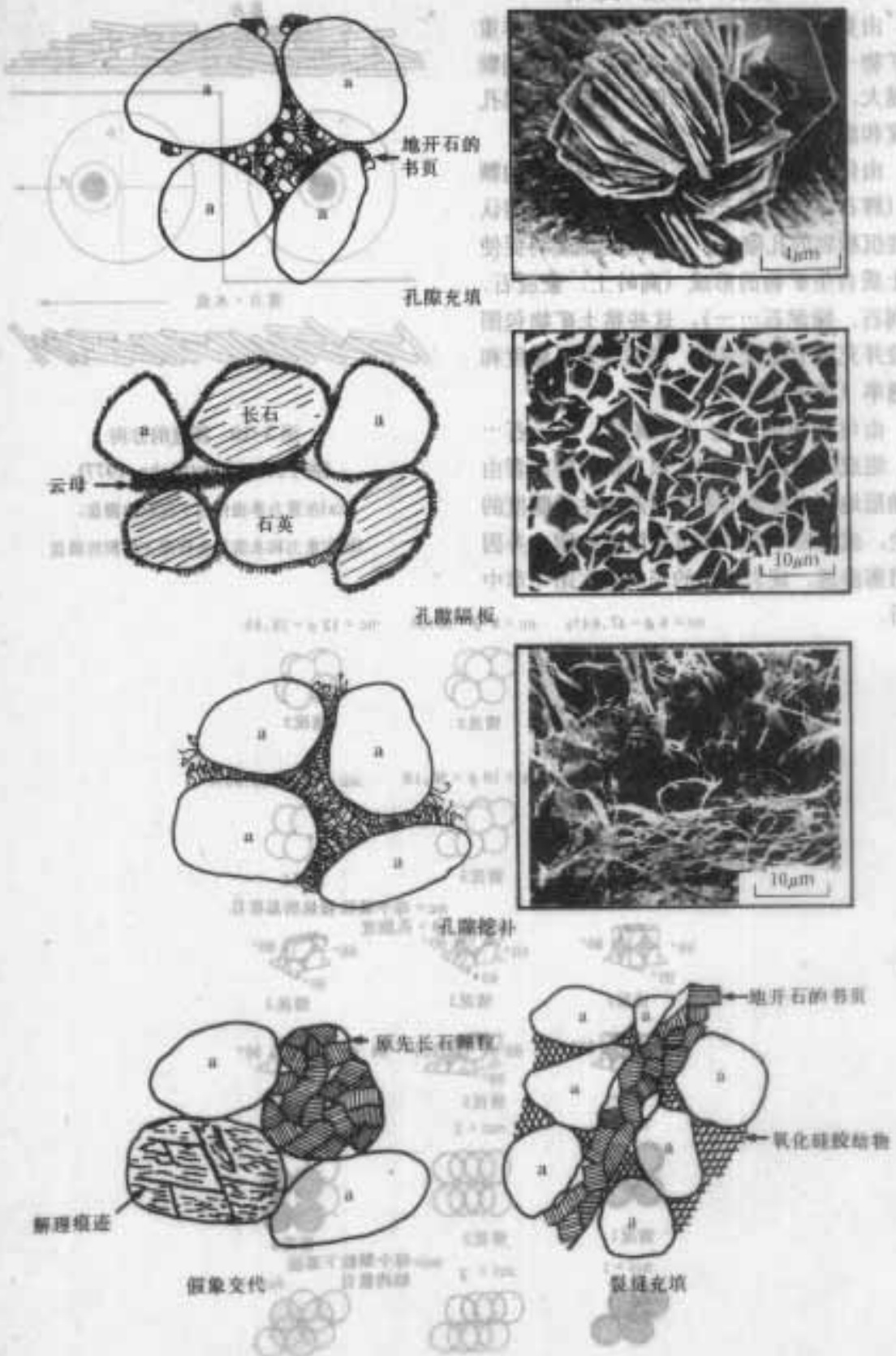


图 3-12　砂质储集层内分散粘土的三种类型排列(据 Neasham，1977)

3.2.2. 其它结构要素对储集层特征的影响

其它结构要素、基质和胶结物同样对陆源碎屑储集层岩石物理特征起着重要的影响。

当基质和（或）胶结物的百分比增加时，孔隙度和渗透率减少，因为构成基质和胶结物的细颗粒或多或少占据位于在最粗组分之间的孔隙空间。

而且基质在砾岩中才是真正重要的组分。在砂体中，基质在分选性很差的层系中才真正存在。

这些不同的影响综合在表 3-1 中。

3.3. 碳酸盐岩的结构

碳酸盐岩的结构取决于三种要素（颗粒、基质和胶结物）的相对百分比和孔隙的分类类型（图 3-13）。

这些不同的参数可用于碳酸盐岩的分类（图 3-14 和表 3-2）。

表 3-1 影响孔隙度和渗透率的结构参数

结构参数			孔隙度 φ	渗透率 k
	粒度	↗	→	↗↗
	球度	↗	↘ ?	?
颗粒	圆度	↗	↘ ?	?
或者	分选性	↗	↗↗	↗↗
微粒	填料	↗	↘	↘
	（压实作用的影响）			
基质	基质百分比	↗	↘	↘
胶结物	胶结物百分比	↗	↘	↘

表 3-2 碳酸盐岩的分类（据Dunham, 1962）

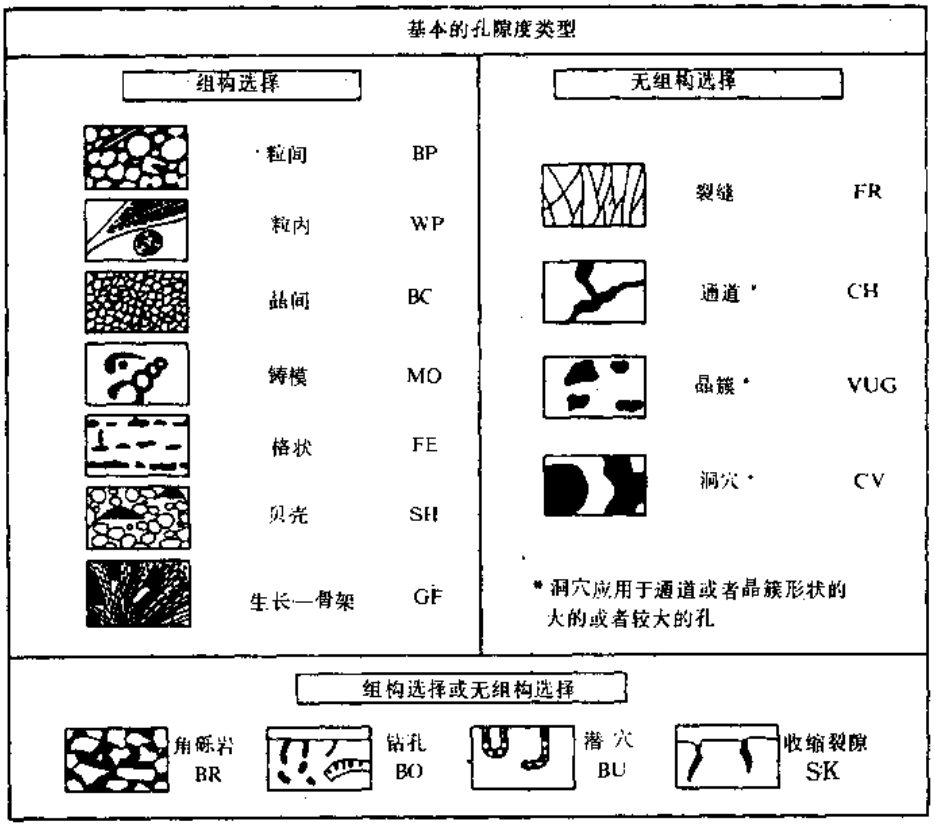
粘结灰岩——生物组分在生存期间粘结在一起，即生物礁

- 泥支撑
  - 泥屑灰岩
    - <10% 颗粒
  - 粒泥灰岩
    - >10% 颗粒
- 颗粒支撑
  - 泥粒灰岩
  - 粒状灰岩
    - <10% 基质

含泥

生物组分在生存期间没有粘结在一起

结晶碳酸盐岩 —— 原生沉积组构被重结晶作用破坏



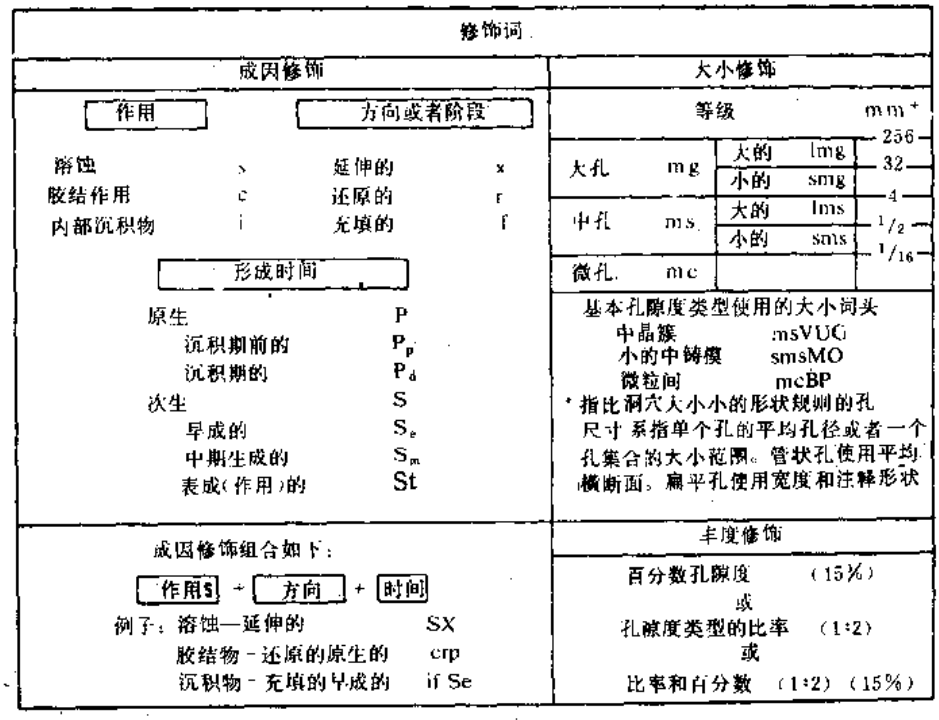


图 3-13 石灰岩内的孔隙度类型的分类(据 Choquette & Pray, 1970)

显然，孔隙度和渗透率依赖于结构。而且在碳酸盐岩中我们应该在原始特征之间区分，这就是说，区分沉积期间的原始特征和现代的最终特征。实际上，由于成岩作用的现象，通常在这些地层中比在陆源碎屑层系中发育更早和更显著，原始结构可能完全被改造，因此储集层特征也一样被改造。

这就是为什么它们与成岩作用现象的关系比与结构的关系更加密切，以及对孔隙度的研究具有这种重要性的缘故。

表 3-3 说明不同类型的孔隙度与原始现象和与孔隙形成的时期的关系。

表 3-3 碳酸盐岩内的不同孔隙类型

时间	类型	说明	成因	
沉积期前	颗粒内 ①			
沉积期	颗粒间或粒间		分选作用和填集作用	
	骨屑			
	生长一骨架		骨架加积作用	组构选择
沉积期后	晶间		生物的	
	格状 ③（＝鸟眼）	纹层状	或者物理的分裂	
		不规则		
	铸模			
	通道 ③		溶蚀	
	晶簇			无组构选择
	洞穴 ③			
	裂缝		物理的或者生物的分裂	
	角砾			
	钻孔		生物的分裂	组构选择或无组构选择
	潜穴			
	收缩裂隙		失水作用	

①可能为沉积期后(基质溶蚀)；

②可能为原生(藻席之间的空间)；

③大小愈来愈重要。

根据 Choquette 和 Pray（1970），说明碳酸盐岩内的孔隙度与陆源碎屑岩内的孔隙度之间的差别（表 3-4）。

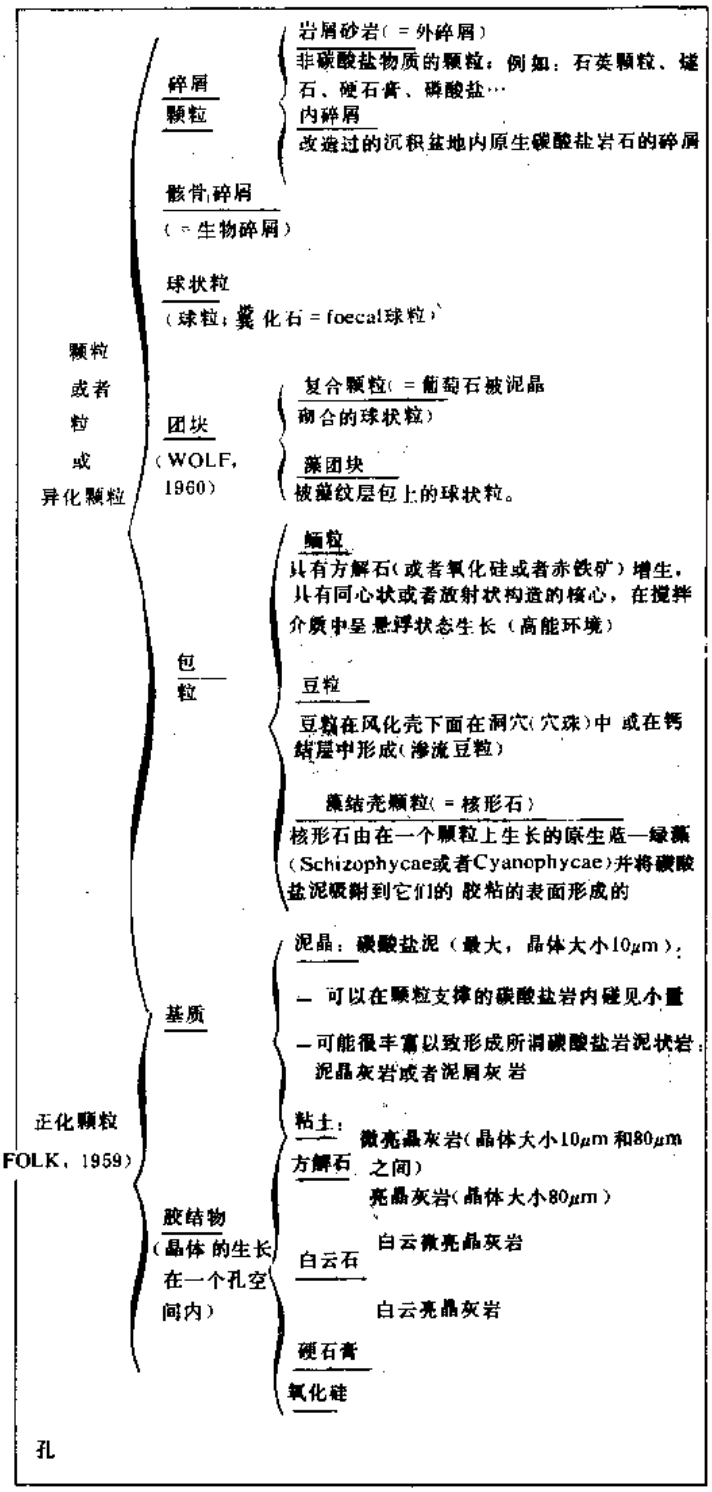


图 3-14　碳酸盐岩的不同结构要素

表 3-4 砂岩和碳酸盐岩内的孔隙度的比较(据 Choquette & Pray, 1970)

方面	砂岩	碳酸盐岩
沉积物中原生孔隙度的量	通常为 25～40%	通常为 40～70%
岩石中最终孔隙度的量	通常原始孔隙度占一半多 通常为 15～30%	通常原始孔隙度无或者仅仅少量的裂缝,在储集相中通常为 5～15%
原生孔隙度的类型	差不多不包括粒间	通常粒间占优势,但粒内和其它类型也很重要
最终孔隙的类型	几乎不算原生粒间	由于沉积期后的变形变化很大
孔的大小	直径和管状通道大小与沉积的颗粒大小和分选作用有密切关系	直径和管状通道大小通常显示出与沉积颗粒大小或者分选作用几乎一点没有关系
孔的形状	完全依赖于颗粒的形状—颗粒的"负"强相依	变化很大,范围从颗粒的"正"或"负"强相依到形成沉积形状或者成岩分量的完全不相依
大小，形状，和分布的均匀性	通常在均匀体内十分均匀	可变的,范围从十分均匀到极不均匀,甚至在由单一岩石类型构成的岩体内
成岩作用的影响	大;可能产生、消灭或者完成改造孔隙;胶结作用和溶蚀作用重要	
破裂的影响	微小,经常由于压实作用和胶结作用,原生孔隙度轻微缩小	如果有则储集层孔隙度较重要
孔隙度和渗透率的直观评价	一般来说储集层孔隙度不太重要 半定量直观估计通常相当容易	可变,半定量直观估计范围从容易到实际上不可能;通常需要孔隙度,渗透率和毛细管压力的仪器测量
岩芯分析够储集层评价用	1in 直径的岩芯塞通常够"基质"孔隙度用	岩芯塞通常不够用;即使整个岩芯(～3in 直径)可能不够大的孔用
渗透率和孔隙度关系	相当一致;通常依赖于颗粒大小和分选作用	变化很大;通常不依赖于颗粒大小和分选作用

3.4. 根据不同测井获得的结构信息

结构要素对测井参数的影响总结在表 3-5 中。

因此，看来很清楚，某些测井测量本身包含结构信息。然而分析影响的原因并不是那么简单的，几种结构参数可能在同一方向上起作用。不过如果根据岩石类型重新抓住问题，那么有时能抓住某些参数特有的影响。这就是我们现在要分析的问题。

3.4.1. 不太固结的（砂—泥）碎屑地层的情况

在这种类型的岩石中，结构基本上与颗粒的性质、基质，尤其作为矿物成分的胶结物有关。在这种特殊情况下，测井研究的目的在于获得有关粒度、分选性、排列及其方向的信息。

3.4.1.1. 粒度

粒度和测井测量之间并不存在特征性的一般关系。不过，区域上，在许多情况下常常在测井和粒度之间观察到很明显的相关。

不同作者 (Sarma et al., 1963; Alger, 1966) 曾经确定过电阻率或者地层因素与粒度之间存在的相关 (图 3-15)。

注：在这张图的例子中，这对于同样的 R_w 数值来说，当粒度增大时地层因素增大。这

一关系似乎与一般可接受的关系相矛盾。在列举的实例中，毫无疑问这是由于在淡水地层中当粒度减小时表面的电导率的显著增加所造成的。

其它作者曾经揭示过曲线和粒度之间的关系。

显然，在图 3-16 的例子中，自然伽马与岩芯的粒度之间存在着相关。这意味着放射性或者与最细的颗粒有关，因为当粒度减小时放射性增加。这些细颗粒是由粘土矿物构成的。如果我们继续分析的话，可能另外考虑到它们基本上是碎屑（或者它生的）成因和构造或者纹层状类型。实际上这是难以想象的，因此占据孔隙空间的自生粘土能够揭示出这种演变，因为在这种情况下，岩石内的百分比无法以有效的方法进行粒度测定。

由壳牌公司地质学家向 1956 年年会介绍的自然电位、自然伽马或者电阻率"钟形"或者"漏斗形"形状（图 3-17），是曲线和结构参数之间这一种关系的另一种应用。

表 3-5 结构参数和测井响应之间的关系（据Serra，1984）

结构参数		依赖于结构参数的储集层特征		受了影响的测井参数	有关测井仪
结构	微粒或颗粒：大小	· 孔隙度	φ	R、ρ_b、L_H、$\Delta t\sum$、t_{pl}、P_e	LLs、LL_d、SFL、ILm
	微粒或颗粒：形状（圆度、球度）	总孔隙度	φ_t		IL_d、ML、MLL、MSFL
	微粒或颗粒：分选性	原生孔隙度	φ_1		FDC、LDT、CNL(或SNP)、BHC、TDT、EPT、GST
	微粒或颗粒：填集作用	有效孔隙度	φ_e		
	微粒或颗粒：方向	· 变形或者胶结作用因素	m	R、F、Δt、t_{pl}	LLs、LL_d、SFL、ILm
	基质：百分比	· 孔隙和管状通道的大小控制			IL_d、ML、MLL、MSFL、BHC、EPT
	基质：性质	渗透率	k	· $(S_w)_{mf}$ · d_i · k、k_{rw}、k_{ro}	LLs、LL_d、SFL、ILm
		水平	k_H		IL_d、ML、MLL、MSFL、SP
		垂直	k_V	· SP 曲线形状	SP
		· 贴边能力			
	胶结物：百分比				LLs、LL_d、SFL、ILm
	胶结物：性质	· 各向异性		· λ	IL_d、MLL、MSFL

在这些情况中，如果在事先没有校准而不能准确确定颗粒的绝对大小的情况下，那么通常可以确定相对大小。实际上，这些形状（图 3-18）表达正向递变（"向上变细"）或者反向递变（"向上变粗"），另外，我们可以得出这样的结论，粘土分布基本上是构造和（或）纹层状类型。

如果事先已经进行过有关岩芯分析的校准的话，那么我们同样可以把这些曲线换算成粘土的百分比，而且甚至换算成渗透率（图 3-19）。

然而，放射性和粒度之间的关系通常无法证实。有时也会有粉砂级比粘土级放射性更强（图 3-20）。在这种情况下，应该依靠几种记录确定粒度值。组合像钍或者钾和自然电位这样两种测井的交会图（图 3-21），有助于这种分析，尤其当我们采用"Z-图"技术时，这就是说当我们把第三个参数的数值转投到交会点时。这第三个参数可以是：Th 或者 K(由自然伽马能谱测得的钍或者钾的含量)ρ_b、φ_b、SP 或者 GR(图 3-22)。

如果每个粒度序列的厚度太薄，那么不同测井的大型仪器不能探测这些演变。

这样，就不得不采用其分辨率能力能够探测几厘米序列的倾角测井的电阻率（图3-23）。

如果不太固结的碎屑储集层含有油气，那么我们可以观察到粒度和不可还原的含水饱和度之间存在的相关（图3-24）。后者实际上依赖于本身依赖于粒度的渗透率（图3-25）。

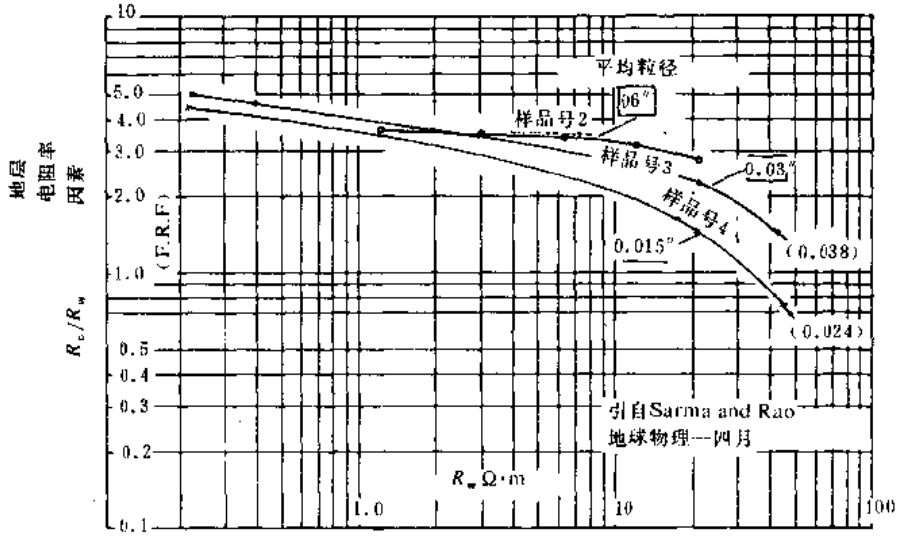


图3-15　地层因素、电阻率和粒度之间的关系(据 Sarma & Rao, 1963)

最后，侵入直径可以构成一种好的粒度标志。图3-26表示显示出粒度变化的微测井的电阻率曲线的演变（在这种情况中为正向递变）。

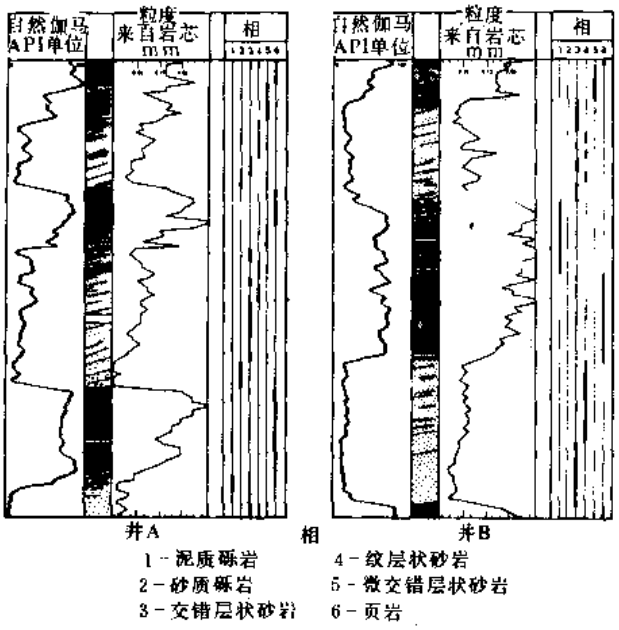


图3-16　天然放射性和粒度之间的对比(据 Serra & Sulpice, 1975)

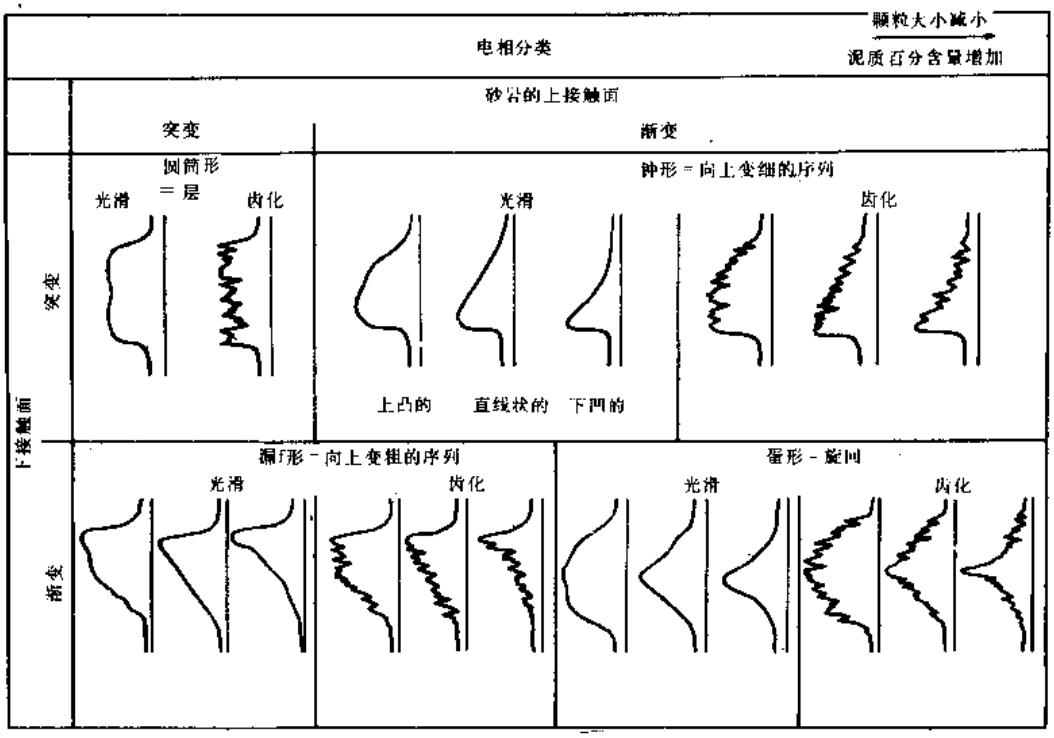


图 3-17　P.S.曲线的形态和粒度或者泥质含量之间的关系(据壳牌(Shell)资料,稍加修改)

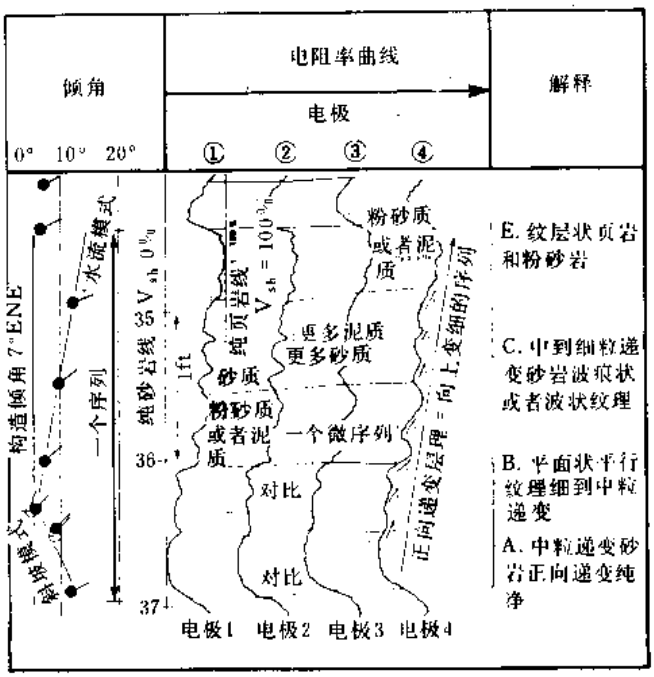


图 3-18　构造粘土和部分纹层状粘土的例子

3.4.2.2 粒度

我们可以把这个参数近似看成研究孔隙度的变化。实际上在砂质地层中，在已知的深度上，可以合理地假定：排列和压紧对于所有粒度来说都是相同的，当分选性变差，则孔隙度一般变低。

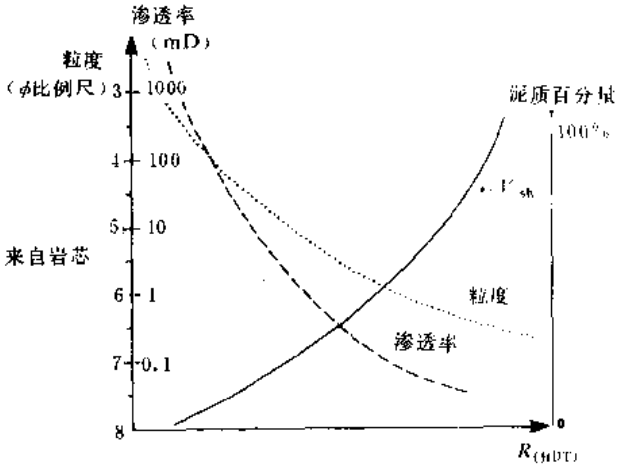


图 3-19 倾角测井电阻率与粒度、泥质含量和渗透率之间的关系示意图

图 3-27 给出粒度变化的例子。9 和 10 号层具有中等孔隙度（大约 35%），其中，在 7000ft 深度处，表现出高孔隙度，这肯定是由于分选性好。这些层的弱放射性与自然电位的强烈偏转相结合，看来可以指示像粘土这样的其它一些放射性矿物的存在。粒度应该为细到极细。11 号层具有较清楚的孔隙度（25%左右）和更弱的放射性以及相同的自然电位，因此这种孔隙度的变低指示分选性为较好的砂岩（粗到细）。

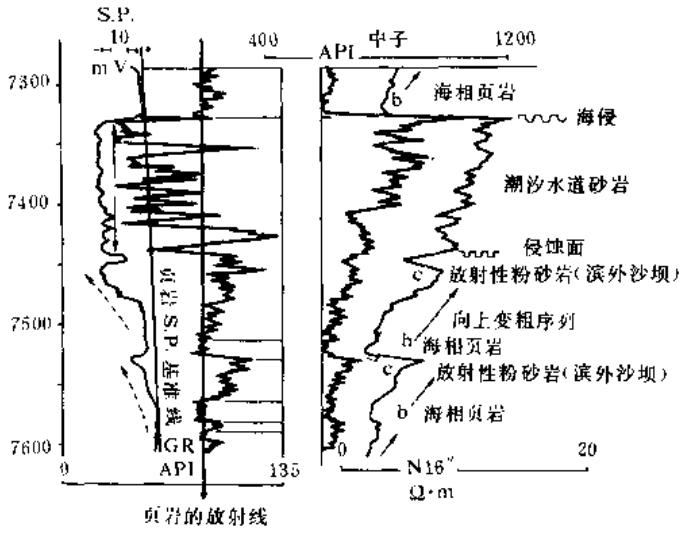


图 3-20 粉砂质地层放射性比粘土强的例子

我们观察到粒度测定演变取决于电阻率曲线，P.S.和中子(据 Serra & Sulpice, 1975)

倾角测井的电阻率曲线，在和岩芯观察结果对比以后，可以揭示出某些结构类型。图 3-29 的例子表示粘结灰岩❶，粒屑灰岩，泥屑灰岩。

而分析这种现象的更好方法还是作组合氢—中子指数和密度，和在 Z 轴记录放射性，自然电位或者钍或者钾含量的交会图（典型 Z—图）。在这张交会图上（图 3-28）从确定间

❶Calciludites ou Boundstones：前者为法文，后者为英文，词义都一样，译为粘结灰岩，因此，译文中只使用一词。后面粒屑灰岩，泥屑灰岩以同样的方式处理。——译者

隔的最大孔隙度的点开始，这个点相当于分选性较好的点，所有孔隙度沿着砂岩线降低，在砂岩线范围内它并未达到小于大约 15%的孔隙度，因此将表达粒度的变差。

评注：这种变差可能相当于由二氧化硅沉淀造成的胶结作用，而且这种假设不能完全被排除的话，那么孔隙度为很低到高。

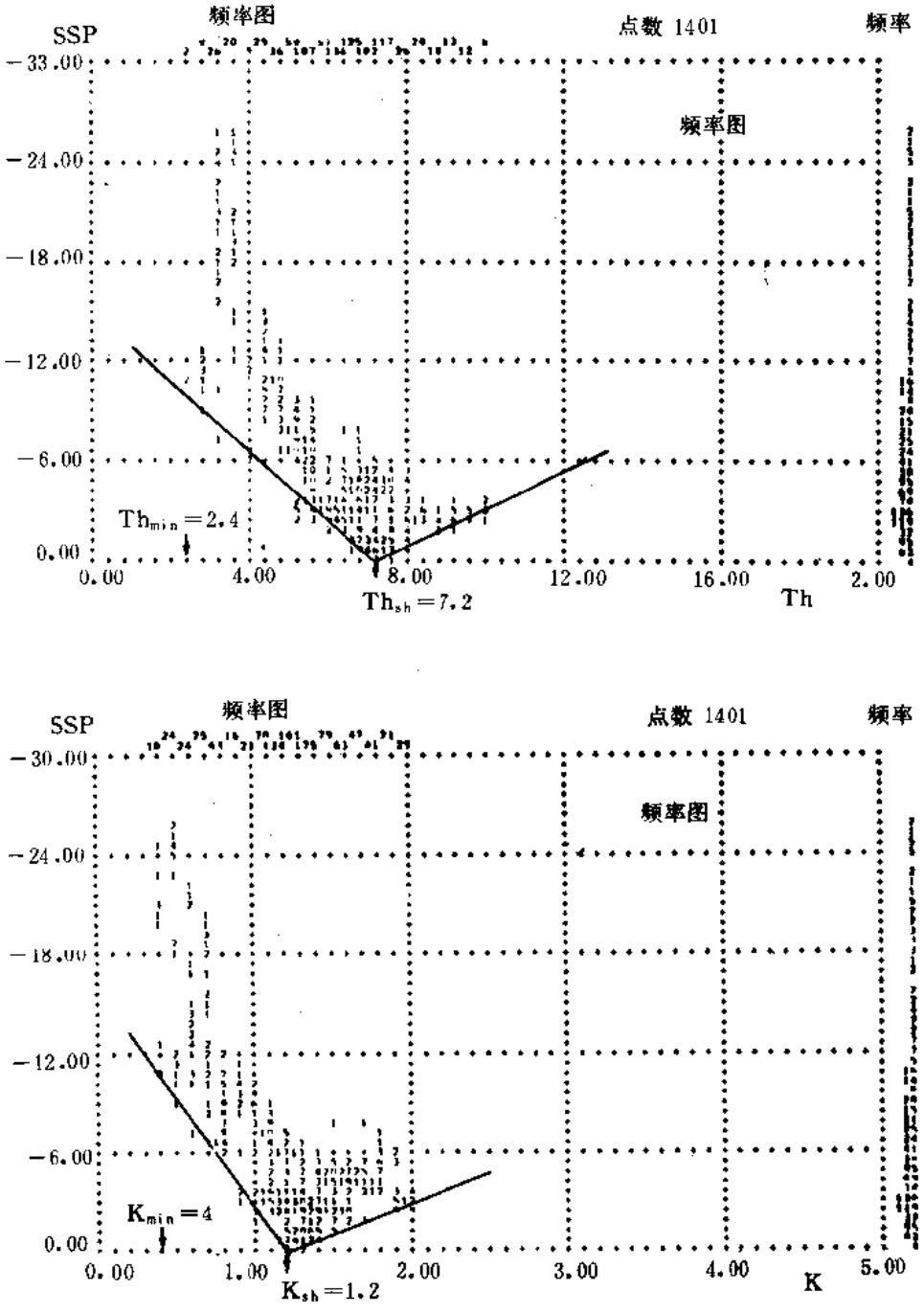


图 3-21　SSP 随钍(a)和钾(b)而变的交会图例子

它们能够推断粘土参数 Th_{sh} 和 K_{sh}，以及砂岩钍和钾"特有的"含量；指示像长石、云母或锆石这样一些放射性矿物的存在；它们同样显示出放射性比粘土强的粉砂岩的存在

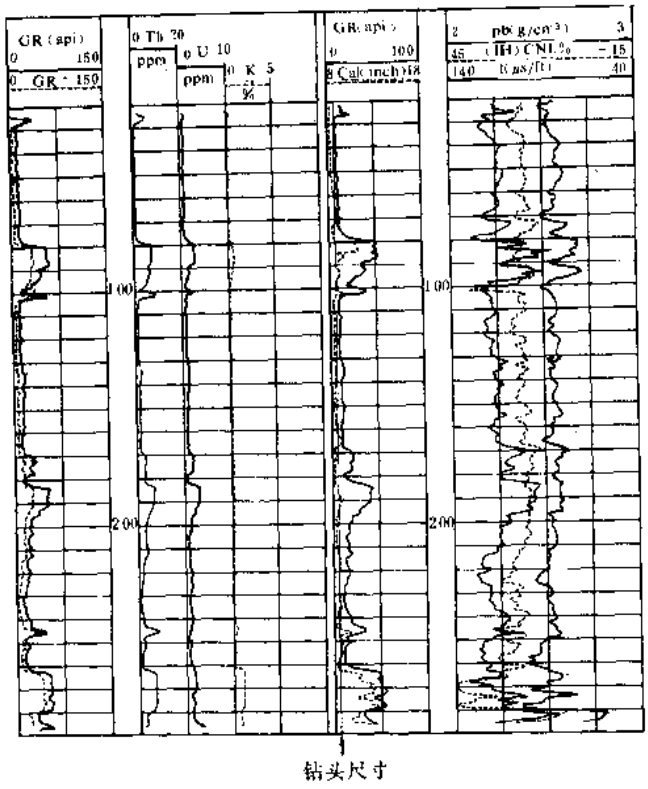


图 3-22a　富含携带钍和铀放射性重矿物砂岩层的组合测井

3.4.1.3.　颗粒的方向

颗粒最优方向理论上应该由电阻率的各向异性表达，反映由此引起的渗透率各向异性。看来倾角测井应该能够显示出这种各向异性。然而记录曲线无法测量电阻率，因此定量地逼近这种现象实际上是不可能的，除非根据相对的偏转，或者最好根据倾角测量和矢量图的"红色"❶或者"蓝色"❶群确定的水流方向。

3.4.1.4.　排列和压紧

这种参数不容易得到，因为我们可以合理地假定在埋藏几百米以后，其压紧是颗粒排列最紧密的（或者闭合的）一种压紧。

在短层段上孔隙度研究，即使特别认真，也不可能提供有关压紧的信息。此外，孔隙度的总的变化能够由粒度或者成岩作用影响的变化以更加可以接受的方法解释。

相反，孔隙度随着深度的变化将表达在压实作用之下的压紧变化。这个问题和压实作用的研究一起分析。

3.4.1.5.　颗粒的形状

❶"红模式"：倾角随深度增加而增加；"蓝模式"：倾角随深度增加而减小。——译者

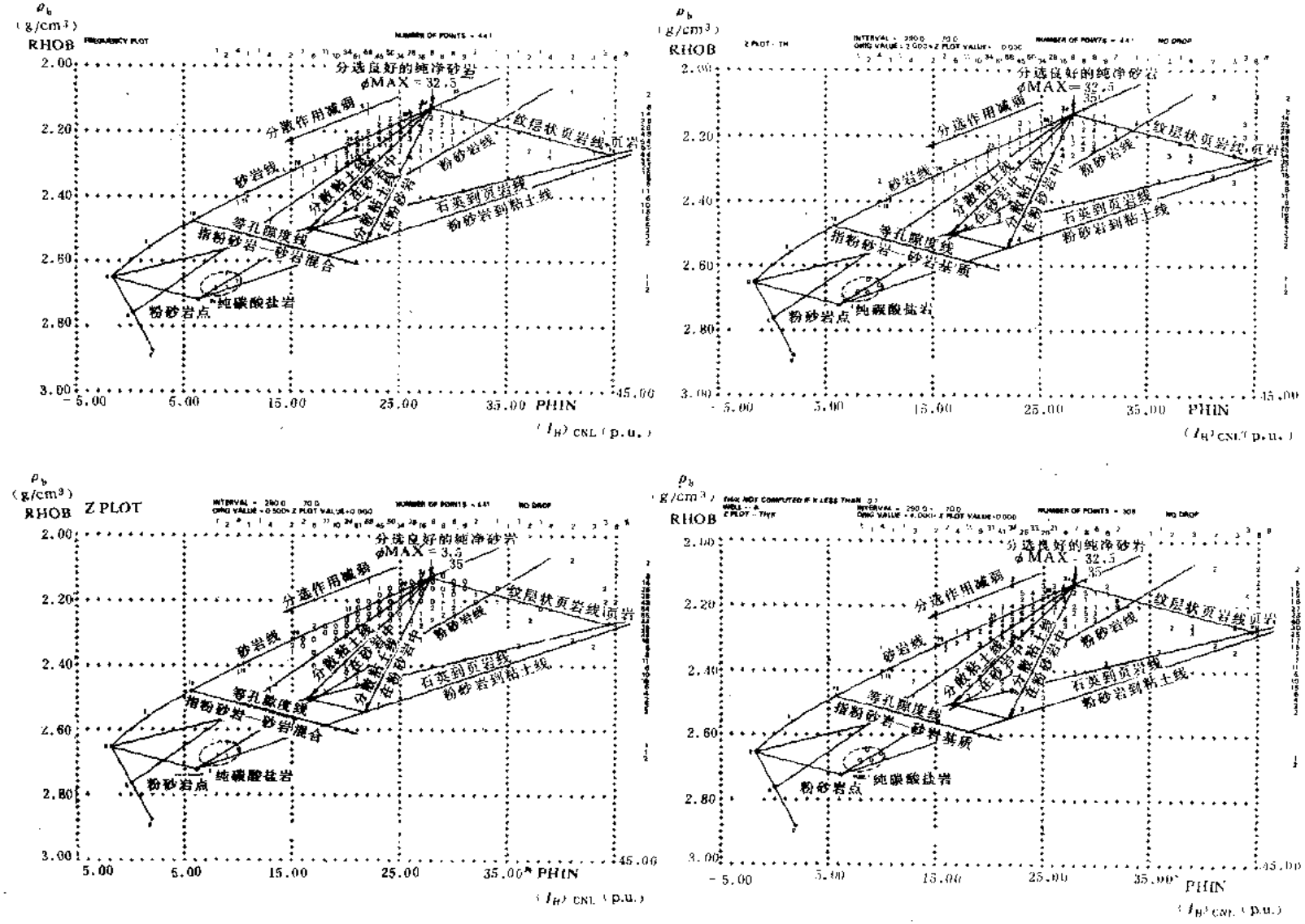


图 3-22b　在 Z 轴上标有频率和钾含量的 ρ_b 与 φ_N 交会图及其解释

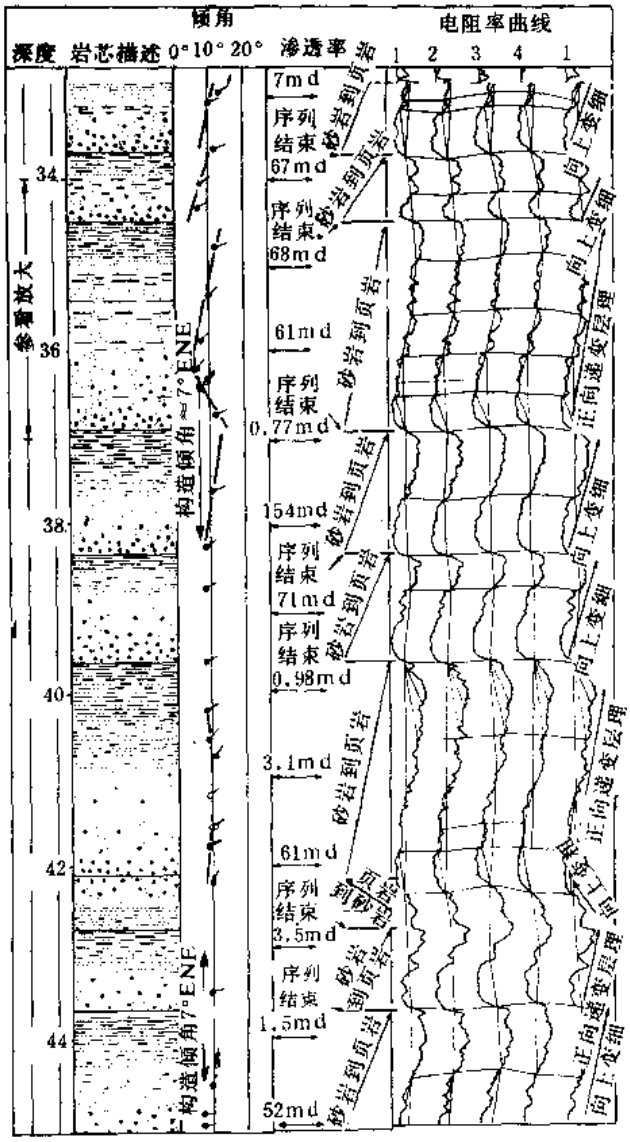


图 3-23　虽然层序厚度薄(1～2ft)但是倾角测井电阻率曲线很清楚地反映粒度的变化

如果地层表现出化学上不成熟，因此富含长石、云母……，这就是密度和自然伽马能谱测井显示出来的（相当高的钾含量），我们可以得出结构不成熟的结论，并从而得出棱角状颗粒存在的结论。相反，如果砂岩显得很纯，具有很弱的放射性，那么，我们可以得出化学上和结构上很成熟的砂岩结论，因此很可能"冲刷"和簸选很好，从而得出圆度、球度和分选性很好的颗粒结论。

根据 Sen（1980，1981），当电场方向垂直于压扁的颗粒云母类型时，颗粒的形状具有强烈的影响。因此，富含云母的砂岩可能具有比根据石英和云母各自的数值所求的介电常数更大。由 EPT 仪进行的测量分析同样提供确定云母颗粒方向的方法，而且有可能建立含云母储集层的水平和垂直渗透率的概念。

3.4.2. 固结碎屑地层的情况（砂岩）

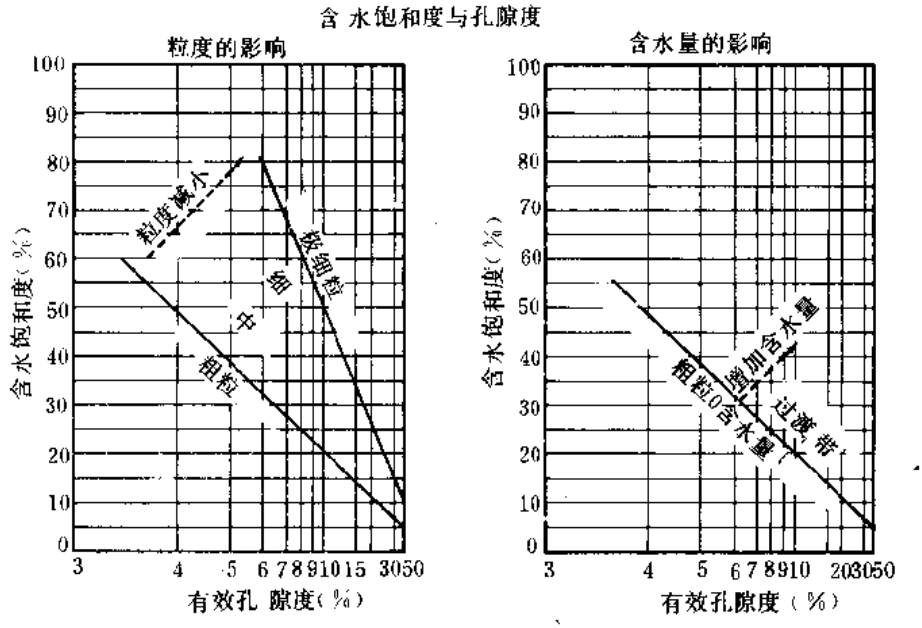


图 3-24　不可还原含水饱和度、孔隙度和粒度之间的关系

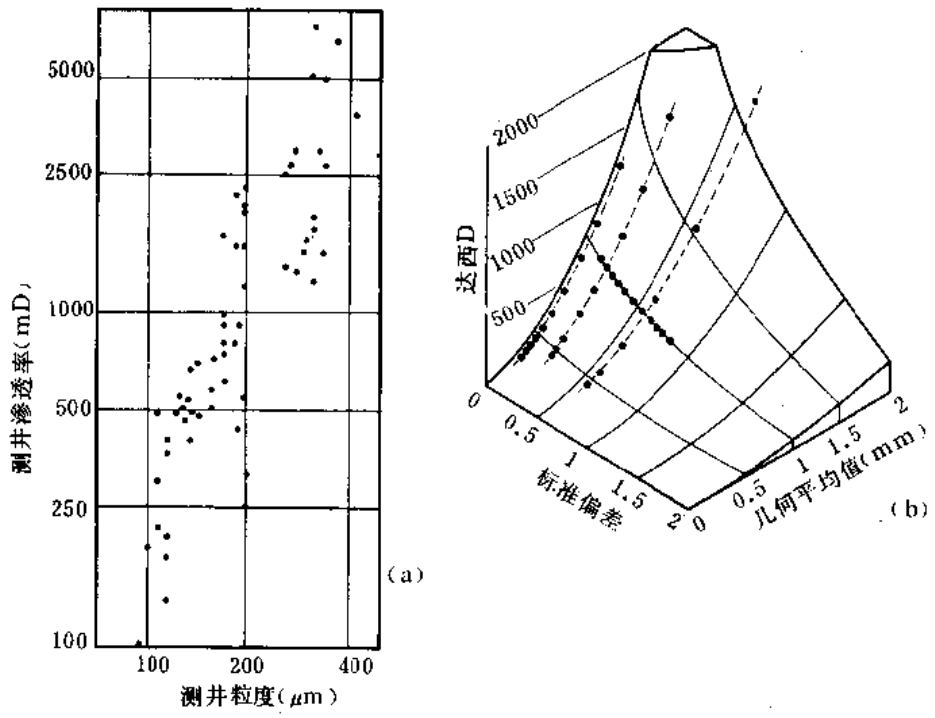


图 3-25　(a)渗透率和粒度之间的关系(据 Engelhardt,1960);(b)渗透率、平均粒度和声波均方根偏差之间的关系(据 Krumbein & Monk, 1942)

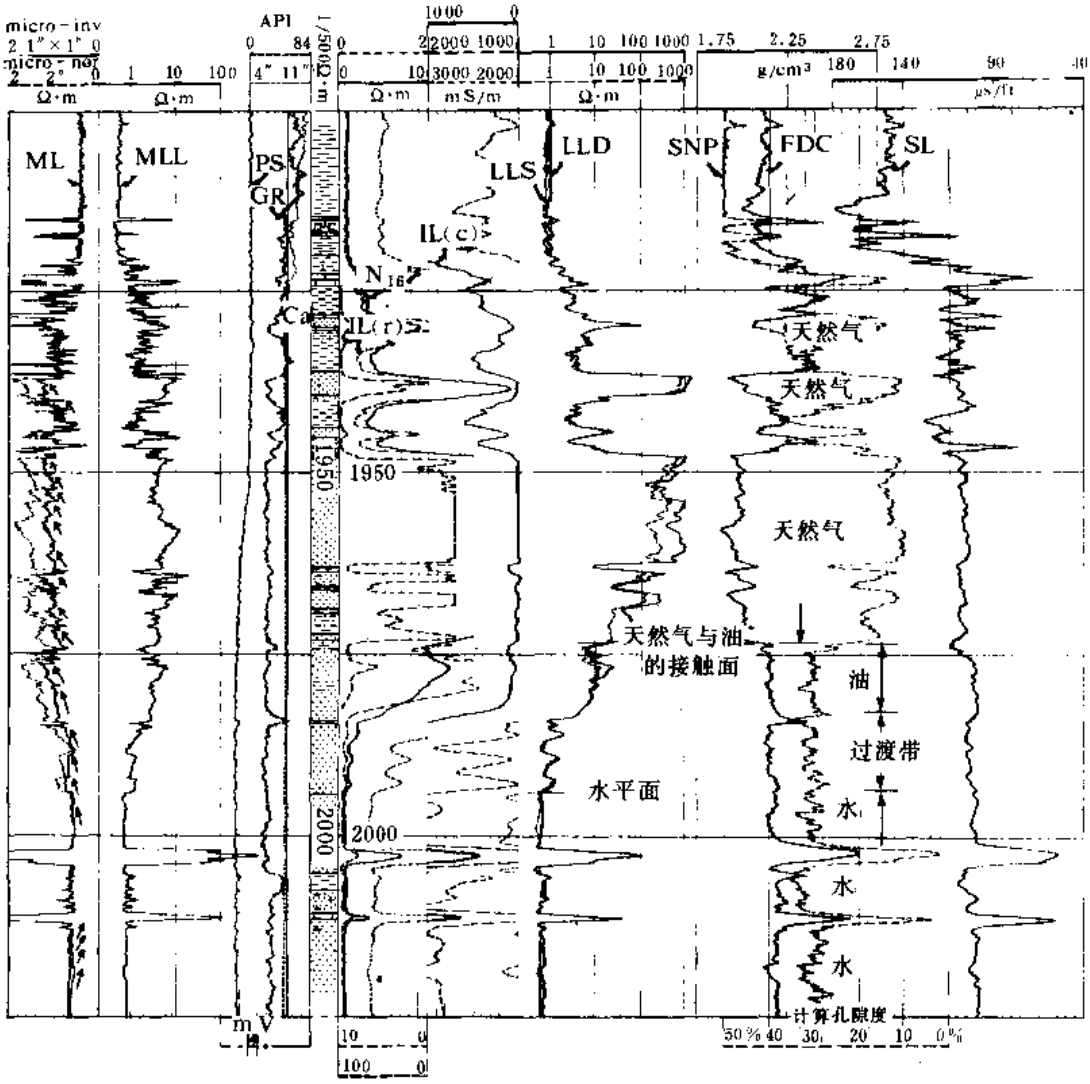


图 3-26　请观察微测井曲线，其变化揭示与粒度有关的侵入直径的变化；同样请观察序列的数目

在这种情况下胶结物的比例是很重要的，而且孔隙度变低。因此，通常不容易获得确定的结论和有关颗粒的证据。不过，对于相同的胶结物含量，孔隙度的变低应该认为是由于颗粒分选性变差所引起的。

胶结物的类型可以根据由测井结果分析得出的那些岩石的矿物成分来确定。如果是模棱两可的话，那么应该记住：由于胶结作用常常是沉积期后的现象，因此当胶结作用过程已经开始时，胶结物加上孔隙度的百分比不可能超过现有的最大孔隙度。

因此，如果我们根据密度—中子交会图计算，那么更高的钙质胶结物的百分比看来似乎不合理，或者白云质胶结物的假设应该是最好的，或者如果其它资料（由 LDT❶ 仪测得的 P_e，岩屑的研究）证实钙质胶结物的存在，那么与石英或者长石伴生的碎屑钙质颗粒（生物碎片、鲕粒……）的存在，应该是可预测的。

❶斯仑贝谢公司商标。

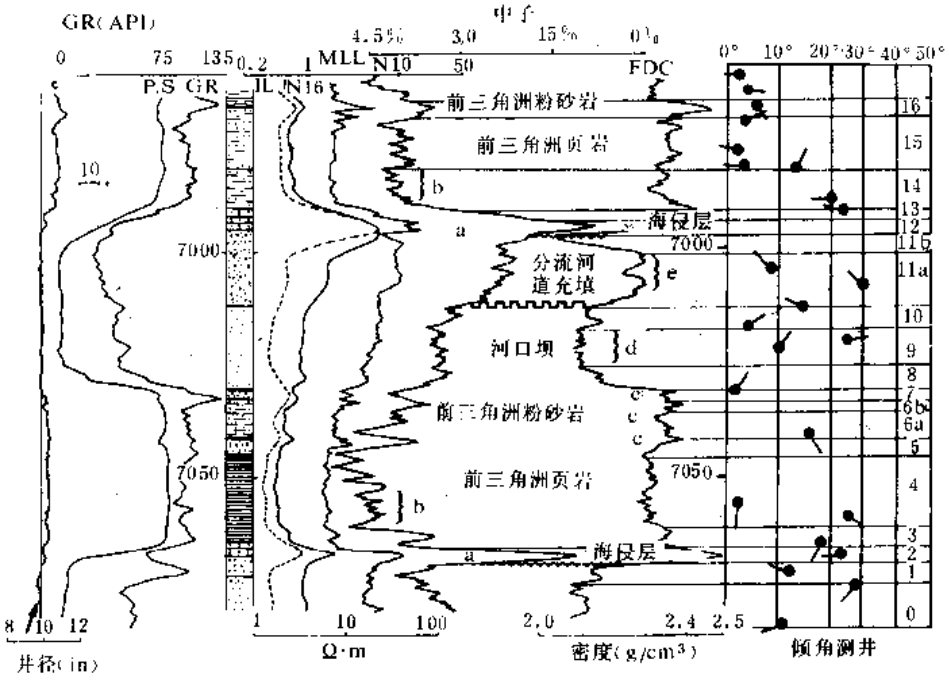


图 3-27 请观察 9,10 和 11 号层之间孔隙度的变化,它相当于粒度的变化,
分选性很好的和放射性弱的细砂岩被分选性差的粗砂岩置于其上(据 Serra & Sulpice,1975)

3.4.3. 碳酸盐岩地层的情况

我们知道在这种类型的地层中，过早或者过晚的测井结果会得到完全改变内部结构的趋势。因此，这只能例外获得有关结构的信息。可以根据电阻率曲线的外貌识别。在图 3-30 的例子中，在岩芯分析的结果和倾角测井电阻率曲线之间存在完全相关。借助于唯一的倾角测井电阻率曲线由此用泥屑灰岩、粒泥灰岩和泥粒灰岩术语来很详细的描述地层是有可能的(图 2-31)。

曾经过许多次试验，可以一方面观察过曲线和倾角群，而另一方面观察过碳酸盐岩地层相之间的关系（表 3-6)。

如果高孔隙度伴随弱侵入在一定层段上继续存在，那么这种现象表示白垩的存在。

有时很容易确定这是存在孔隙。由负荷 CO_2 的水循环引起的方解石或者白云石晶体的溶解造成的次生孔隙度。我们知道在这种情况下承认用声速无法"直观解释"这种次生孔隙度，因为最坏的声波到达的时刻相当于避开孔隙● 的旅程。因此把根据密度—中子组合（《直观解释》整个连通或者不连通孔隙的仪器）确定的孔隙度与由速波仪器得来的孔隙度进行比较，评价这种气泡次生孔隙度（图 3-32)。我们还可以采用以 M—N 图名义或者 MID 图名义命名的识别技术（图 3-33)。

●实际上，最快的到达时刻相当于避开大量空腔的"旅程"。次生孔隙度指数最好代表次生孔隙度的最小数值。更准确地讲，孔隙度分布的均一性指数，当然，这个是与次生孔隙度的存在有关，在该范围内，个儿小的孔隙规则分布，判断无"次生孔隙度指数"，这就是说声波可以"直观解释"总孔隙度。

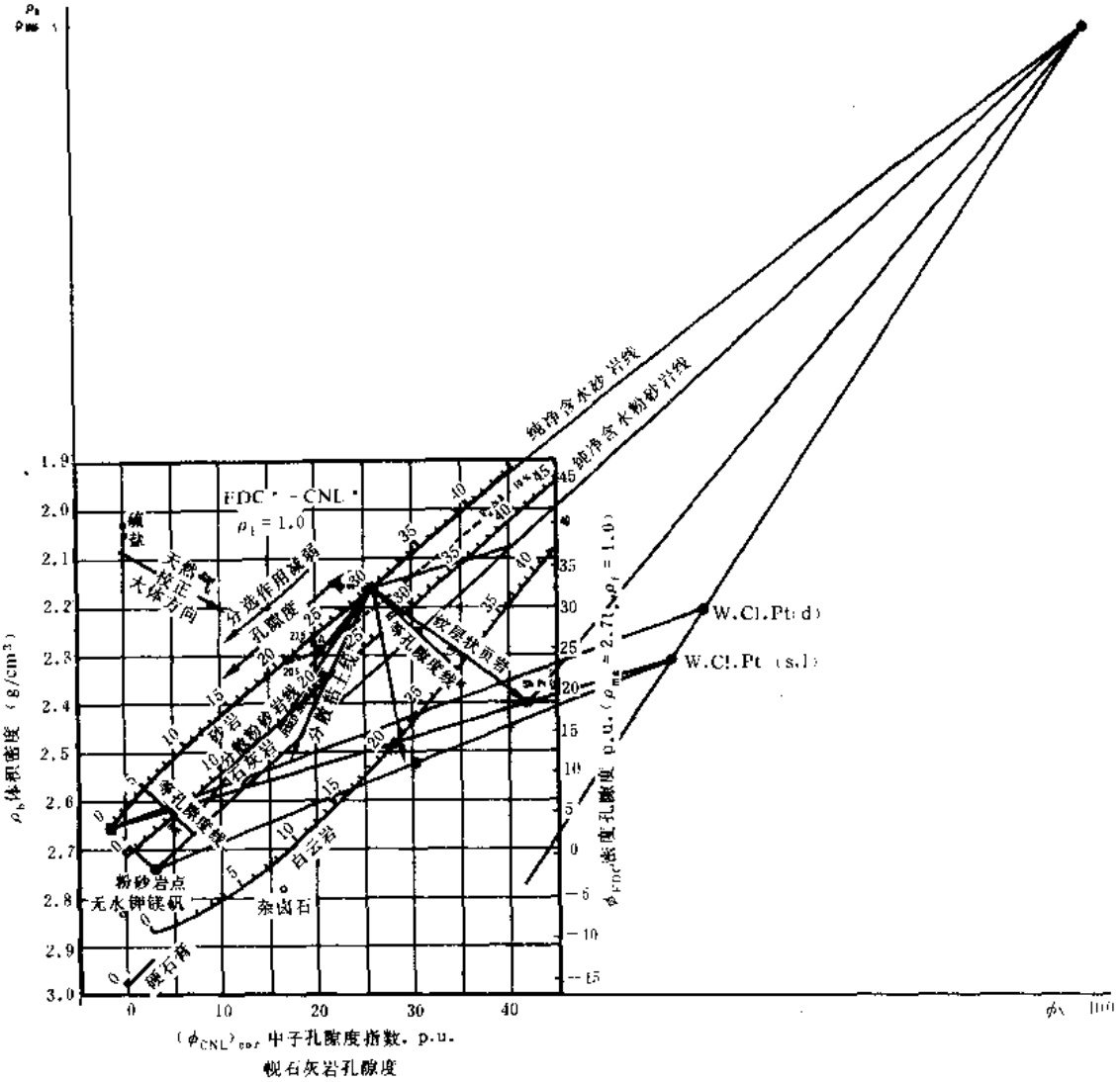


图 3–28　在 ρ_b 与 φ_N 交会上识别粘土的分布类型

与由声波仪器测量的传播时间完全一样，电阻率受孔隙分布方式的影响。我们无法"直观解释"孤立的孔隙（不连通的）。我们不仅无法"直观解释"受孔隙大小的影响，而且也无法"直观解释"受连接孔隙的管状通道网的影响。

在这个领域内借助于 EPT 仪进行的介电测量，结合"微电阻率"测量，可能有助于确定碳酸盐岩的微几何形态。

Kenyon（1984）、Kenyon 和 Baker（1984）为了解释 EPT 仪器的响应，考虑过岩石的微几何形态（孔隙和颗粒的形状），以及曾经证明过引入双峰模型的必要性。他们竭力推荐一种测量解释方法，并且根据这一种解释方法推断微几何形态的变化和碳酸盐岩层系内胶结作用因子随深度的测量值。

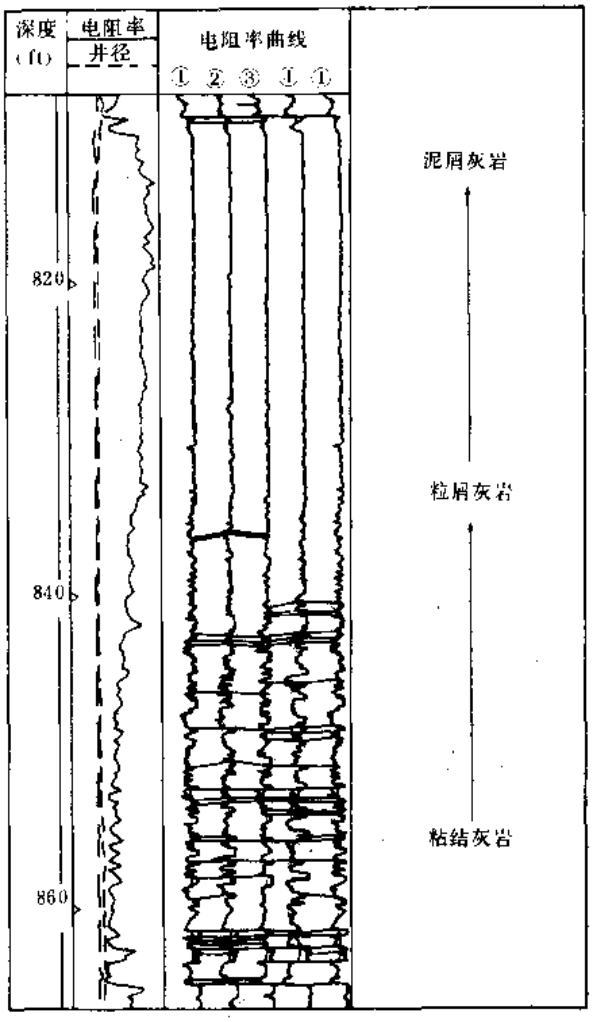


图 3-29　倾角测井电阻率曲线的外貌能够识别石灰岩的结构

表 3-6　倾角测井资料和碳酸盐岩相之间的关系

GEODIP 和 LOCDIP 特征					相
曲线的活度	相关的密度	倾角大小	倾角模式	峰	
很低	低到无				灰泥岩、泥屑灰岩、白垩
中	中到低				灰屑岩或者粒泥灰岩， 泥粒灰岩或者粒状灰岩近礁
中	中	中	蓝色	单	前积层理， 鲕粒或者生物碎屑浅滩
			有时		
			红色		倾角方位指示主要水流方向
		可变的		散布	交错层理
中	高	低	绿色	单	纹层状泥屑灰岩或者泥灰或者页岩
			红色	单	这里构造倾角必须解读一个原先 高部位的盖层(礁，沙坝)
高	低			散布	灰质砾岩、粒泥灰岩(礁岩屑)或粘结 灰岩(礁)，或者硬石膏结核(潮上坪) (参看供识别用的 ρ_b) 或者生物扰动作用

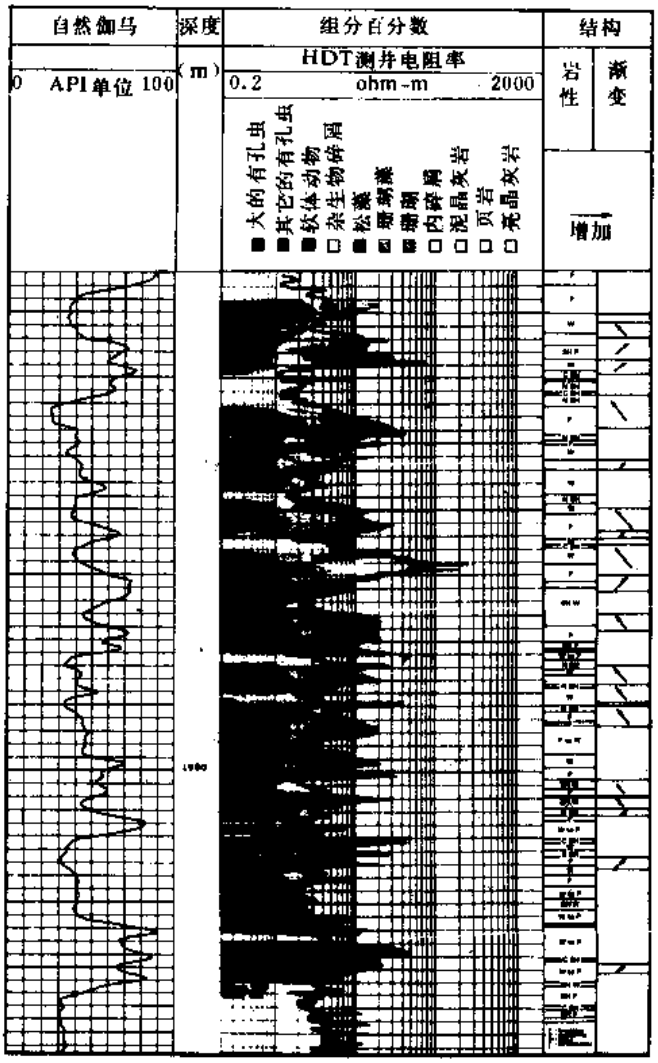


图 3-30　倾角测井电阻率曲线的结构解释和岩芯分析的比较(刊于测井评价会议,印度,1983)

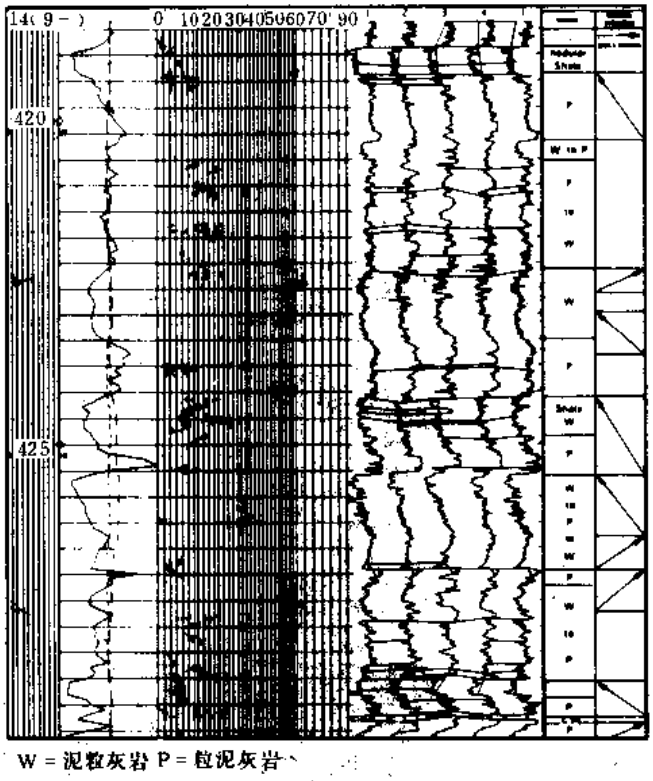


图 3-31　印度碳酸盐岩层系的倾角测井的精细解释(刊于测井评价会议,印度,1983)

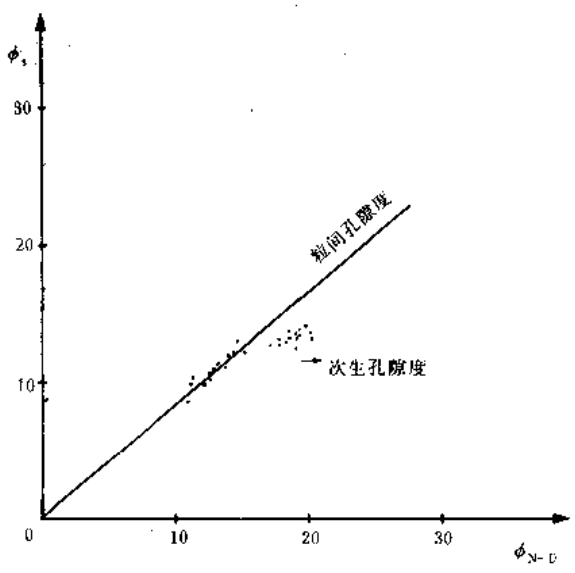


图 3-32a　通过把一部分声波得来的孔隙度和另一部分中子—密度组合求得的孔隙度进行比较来识别次生孔隙度的交会图

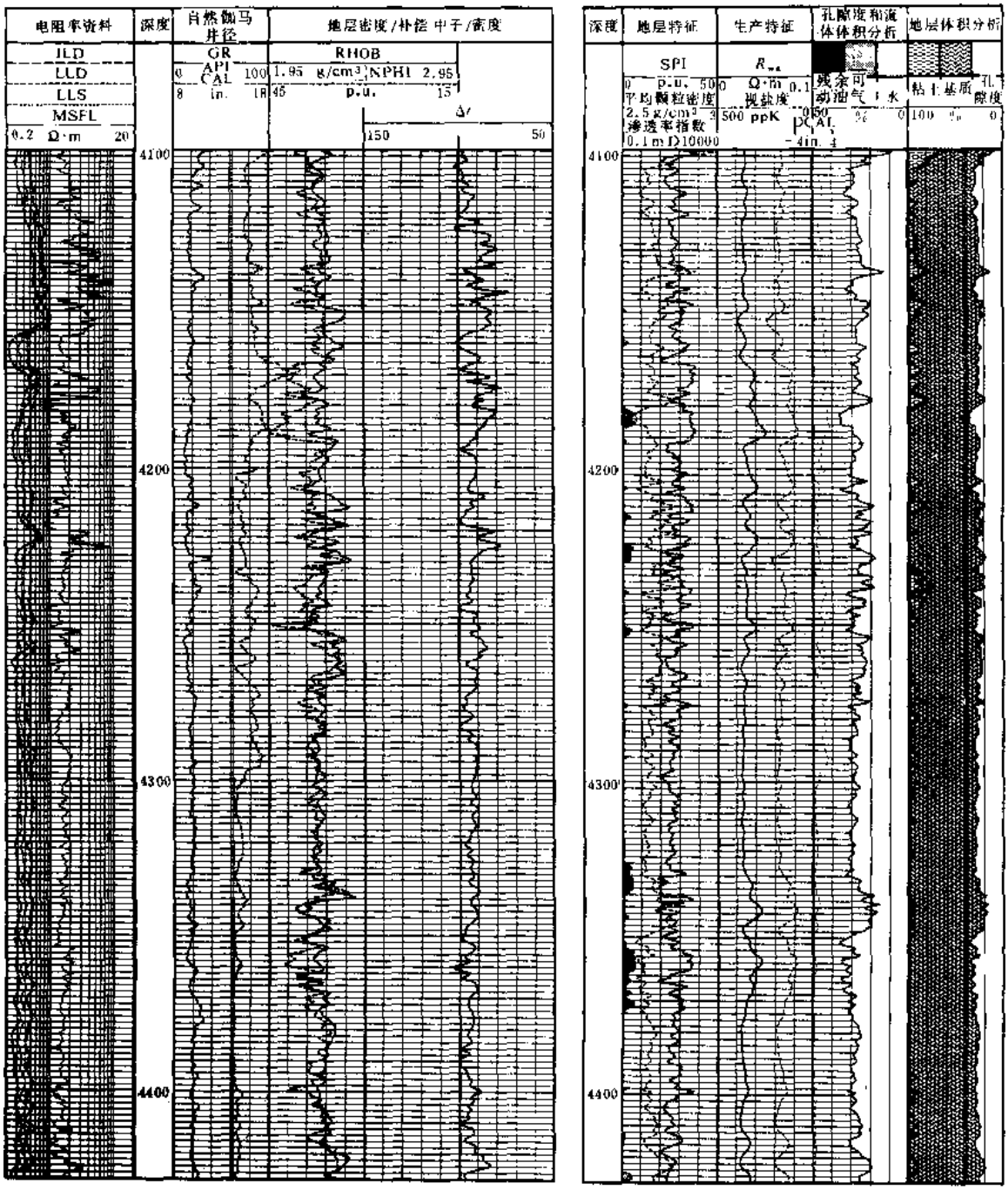


图 3-32b　测井和定量解释的结果以及次生孔隙度评价的复合表示

(引于测井评价会议,阿拉伯/卡塔尔,1981)

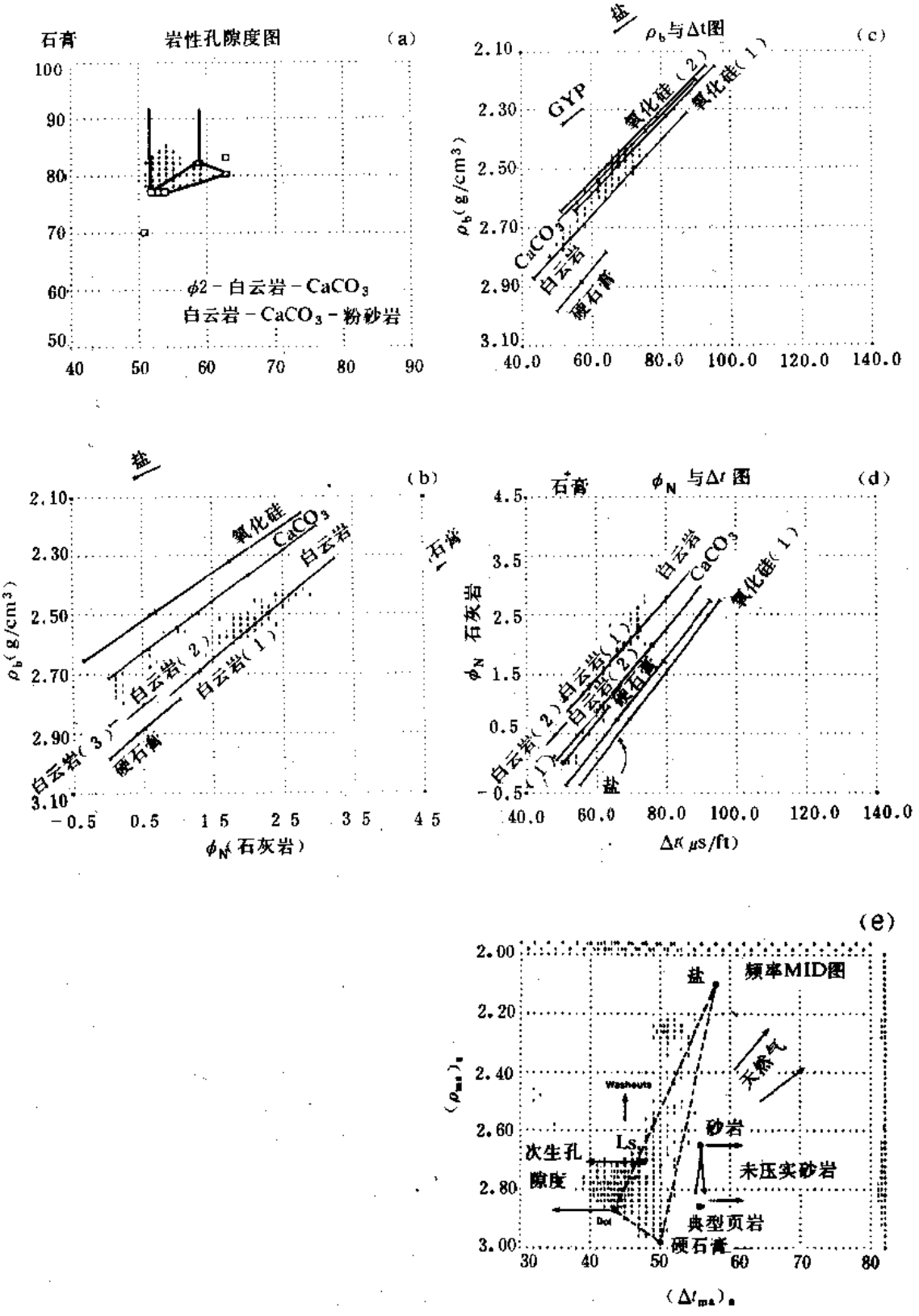


图 3-33　能够确定次生孔隙度存在的不同交会图

(据 Clavier et al., 1976)

參 考 文 献

ALGER, R.P. (1966). – Interpretation of Electric Logs in Fresh Water Wells in Unconsolidated Formations. *SPWLA, 7th Ann. Log. Symp. Trans., Tulsa, paper CC.*

BEARD, D.C. & WEYL, P.K. (1973). – Influence of texture on porosity and permeability of uncon–solidated sand. *Bull. amer. Assoc. Petroleum* Geol., **57,** *p. 349–369.*

BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1980). – Origin of Sedimentary Rocks. 2d ed. *Prentice–Hall inc., Englewood Cliffs, New Jersey.*

CAROZZI, A.V. (Ed.) (1975). – Sedimentary Rocks. Benchmark Papers in Geology, **15,** *Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.*

CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C. (1970). –Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.,* **54,** *p. 207–250.*

CLAVIER, C. & RUST, D.H. (1976). –MID–PLOT: a new lithology Technique. *The Log Analyst,* **17,** *6.*

DICKEY, P.A. (1979). – Petroleum Development Geology. *Petroleum Publishing Co., Tulsa.*

DODGE, C.F., HOLLER, D.P., & MEYER, R.L. (1971). – Reservoir heterogeneities of some Cretaceous sandstones. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol,* **55,** *p. 1814–1828.*

DUNHAM, R.J. (1962). – Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem.* **1,** *p. 108–121.*

ENGELHARDT, W. von (1960). – Der Porenraum der Sedimente. *Springer, Berlin, 207 p.*

FOLK, R.L. (1959). – Practical Petrographic Classification of Limestones. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.,* **43,** *p. 1–38.*

FOLK, R.L. (1962). – Spectral subdivision of Limestone Types. *Amer Assoc. Petroleum Geol., Mem.* **1,** *p. 62–84.*

FRASER, H.J. (1935). – Experimental study of porosity and permeability of clastic sediments. *J. Geol.,* **43,** *p. 910–1010.*

FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. (1978). – Principles of Sedimentology. *John Wiley & Sons, New York.*

GRATON, L.C. & FRASER, H.J. (1935). – Systematic packing of spheres with particular relation to porosity and permeability *J. Geol.,* **43,** *p. 785–909.*

KENYON, W.E. (1984). – Texture effects on megahertz dielectric properties of calcite rock samples. *J. Appl. Phys.,* **55,** 8, p. 3153–3159.

KENYON, W.E., & BAKER, P.L. (1984). – EPT interpretation in Carbonates drilled with salty muds. *59th Ann. Tech. Conf. SPE of AIME,* paper SPE 13192.

HOBSON, G.D. & TIRATSOO, E.N. (1975). – Introduction to Petroleum Geology. *Scientific Press Ltd, Beaconsfield, England.*

KRUMBEIN, W.C. & MONK, G.D. (1943). – Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sand. *Petroleum Technol., AIME Techn. Publ. 1492,* **5,** p. 1–11.

KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. (1963). – Stratigraphy and Sedimentation. 2d ed. *W.H.*

Freeman & Co, San Francisco.

LANDES, K.K. (1951). – Petroleum Geology. *John Wiley & Sons, New York.*

LEE, C.H. (1919). – Geology and groundwaters of the western part of San Diego County, California. *Wat.–Supply Irrig. Pap. Wash.*, **446,** *121 pp.*

LEET, L. Don, JUDSON, S. & KAUFFMAN, M.E. (1978). – Physical Geology. 5th ed. *Prentice–Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.*

LINK, P.K. (1982). – Basic Petroleum Geology *OGCI Publications, Tulsa.*

LOMBARD, A. (1956). – Géologie Sédimentaire. Les séries marines. *Masson, Paris.*

LOMBARD, A. (1972). – Séries sédimentaires. Genése – Evolution. *Masson, Paris.*

NEASHAM, J.W. (1977). – The morphology of dispersed clays in sandstone reservoirs and its effect on sandstone shaliness , pore space and fluid flow properties. *52nd Ann. Fall Meet. SPE of AIME, paper SPE* **6858.**

PETTIJOHN, F.J. (1975). – Sedimentary Rocks. 3d ed. *Harper & Row, Publishers, New York.*

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972). – Sand and Sandstone. *Springer, New York.*

POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. (1977). – Paleocurrents and Basin PRESS, F. & SIEVER, R. (1978). – Earth. 2d ed. *W.H. Freeman & Co, San Francisco.*

PRYOR, W.A. (1973). – Permeability–porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **57,** *p. 162–189.*

REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1975). – Depositional Sedimentary Environments. *Springer, New York.*

ROGERS, W.F., & HEAD, W.B. (1961). – Relationships between porosity, median size, and sorting coefficients of synthetic sands. *J. Sediment. Petrol.*, **31,** *p. 467–470.*

RUKHIN, L.B. (1958). – Grundzüge der Lithologie. *Akademie–Verlag, Berlin.*

RUSSELL, W.L. (1951). – Principles of Petroleum Geology. *McGraw–Hill Book Co, New York.*

SARMA, V.V.J. & RAO, V.B. (1963). – Variation of Electrical Resistivity of River Sands, Calcite and Quartz Powders with Water Content. *Geophysics, April.*

Schlumberger Middle East S.A (1981). – Well Evaluation Conference United Arab Emirats / Qatar.

Schlumberger Technical Services, Inc (1983). – Well Evaluation Conference India.

SELLEY, R.C. (1978). – Ancient Sedimentary Environments. 2d ed. *Chapman & Hall, London.*

SELLEY, R.C. (1976). – An Introduction to Sedimentology. *Academic Press, London.*

SEN, P.N. (1980). – Dielectric and conductivity response of sedimentary rocks. *SPE of AIME, paper 9379.*

SEN, P.N. (1981). – Relation of certain geometrical features to the dielectric anomaly of rocks. *Geophysics*, **46,** p. 1714–1720.

SERRA, O. (1972). – Diagraphies & Stratigraphie. In: *Mém. B.R.G.M.*, **77,** *p. 775–832.*

SERRA, O. (1973). – Interprétation Géologique des diagraphies en Séries Carbonatées. *Bull.*

Centre Rech. Pau – SNPA, **7**, *1, p. 265–284.*

SERRA, O. (1974). – Interprétation géologique des Séries deltaiques à partir des diagraphies differées. *Rev. A.F.T.P.*, **227**, *Oct., p. 9–17.*

SERRA, O. & ABBOTT, H. (1980). – The Contribution of Logging data to Sedimentology and Stratigraphy. *55th Ann. Fall Techn. conf. SPE of AIME,paper SPE 9270, and in SPE J., Feb. 1982.*

SERRA, O. & SULPICE, L. (1975). – Sedimentological Analysis of shale–sand series from well logs. *SPWLA, 16th Ann. Log. Symp. Trans., paper W.*

SERRA. O. & SULPICE, L. (1975). – Apports des diagraphies différées aux études sedimentologiques des séries argilo–sableuses traverséesen sondage. *9th Cong. Intern. Sédiment., Nice, theme 3, p. 86–95.*

VATAN, A. (1954). – Pétrographie sédimentaire. *Ed. Technip, Paris.*

第 4 章　关于沉积构造的信息（沉积岩的形成）

4.1.　一般概念的回顾

4.1.1.　定义

按照 Pettijohn 和 Potter（1964）："构造● 是岩石的固有性质，及其成因的指示。而结构表征岩石内颗粒与颗粒的关系，构造描述不连续性和均质性的主要变化"。

"构造与沉积结构有关，与它配置的方式有关。由此可见构造是很重要的形态，一般来说不仅在地质剖面上很直观而且在标本和薄片上也很直观"。它们表达成分或者结构的局部变化。

因此，沉积构造与大的地貌单元有关。这些地貌单元早已研究过，甚至用肉眼进行过观察。它们包括岩层的厚度和形态，它们的内部结构、表面的性质、节理、结核、带状条纹、劈理、角砾甚至化石。

原生构造是由不同因素生成的：重力（垂直递变、滑塌……），阻碍重力作用的水流作用（水流波痕、侵蚀痕迹、交错层理……），生物作用（洞穴、根的痕迹），气候或者物理因素的作用（干缩裂隙、负载印模、雨痕……）。

某些构造取决于结构、波痕和交错层理，例如，粒度只能辨认具有砂岩粒级的沉积物（Pettijohn et al.，1964）。

4.1.2.　沉积构造的重要性

原生沉积构造特别重要，因为它们反映沉积时期的水动力条件（能量、水流类型……）。它们构成沉积单元的相的重要成分。

正如 Selley（1970）指出："与岩性和化石截然相反，它们也许可能在原地生成，而决不可能在其它地方发现。"

因此，根据测井研究探测它们极为重要，更准确地说，根据倾角测井研究探测它们极为重要。

4.1.3.　沉积构造的分类

可以把构造的分类建立在形成时期的基础上，因此把沉积构造说成是：

1）沉积期前的，这是说在岩层沉积以前形成的。它们相当于原先层面上观察到的特征。它们包括侵蚀特征或者印模特征。

2）同生的或者原生的或者同生沉积的，因此沉积同时。这是说这些构造是在沉积时期在沉积环境内的物理、化学、生物条件下形成的。根据它们是否由于物理因素的作用，或者根据它们是否与动物和植物生物活动（洞穴、足迹、根的痕迹、化石……）有关，把它们细分成非生物构造和生物构造；

3）后生的或次生的，或者沉积期后的，即在沉积以后形成的。因此它们通常是化学成因，由于成岩作用造成的，或者物理成因，与构造变形有成因联系。

●这里构造一词取用其古英语词义。

我们还可以采纳以沉积构造成因的因素为基础的分类:

1) 物理的: 重力的作用、水流或者压缩的影响……;

2) 化学的: 溶解、浓缩、沉积;

3) 生物的: 洞穴、足迹、印模、根的痕迹……

最后可以把沉积构造的分类建立在其定位的基础上:

1) 外部构造，它包括岩层的大小和形态，还包括其界限的性质和上下层理面的特征;

2) 内部构造，它与岩层内部结构有关，即块状、纹层状、递变、交错构造……。

由 Krumbein 和 Sloss (1963)、Selley (1976) 提出的分类，基本上结合时期和构造成因的因素。Pettijohn 和 Potter (1964) 以及和 Blatt 等 (1979)，更多地基于特征的定位(表 4-1)。

表 4-1 原生沉积构造的分类(据 Pettijohn & Potter,1964)

层理外部形态

1)地层厚度相等或者近似相等;地层厚度侧向均一;地层连续

2)地层厚度不相等;地层厚度侧向均一;地层连续

3)地层厚度不相等;地层厚度侧向变化;地层连续

4)地层厚度不相等;地层厚度侧向变化;地层不连续

层理内部结构和构造

1)块状(无构造)

2)纹层状(水平纹层状;交错纹层状)

3)递变

4)迭瓦状和其它的定向内部组构

5)生长构造(叠层石,等等)

层理面痕迹和不规则性

1)在地层底面上

①负载构造(负载铸型)

②水流构造(冲刷痕和压刻痕)

③生物痕迹(遗迹化石)

2)在地层内部

①裂线理

②生物痕迹

3)在地层顶面上

①波痕

②侵蚀痕(细流痕;新月形水流痕)

③坑和小痕(气泡痕和雨痕)

④泥裂、泥裂铸型、冰结晶铸型、盐结晶铸型

⑤生物痕迹(遗迹化石)

由准同生作用形成的变形层理

1)陷落和负载构造(球状和枕状构造、负载铸型)

2)旋卷层理

3)滑塌构造(褶皱、断裂和角砾)

4)注入构造(砂岩岩墙,等等)

5)生物构造(潜穴、"搅拌"层,等等)

表 4－2　沉积构造和测井参数之间的关系

构造特征（沉积和构造）				用于探测现象的测井
构造	地层的外部形态	垂直厚度大小	视	所有测井但尤其是微测井仪器
			真	HDT & SHDT
		侧向厚度变化显著		相关：HDT & SHDT（曲线和倾角）
		地层排列或者层序		所有测井
		界面	体态：突变	所有测井（曲线形态钟形，漏斗形，圆筒形）
			体态：渐变	
			性质：整合	
			性质：不整合	HDT & SHDT（曲线和倾角）
			性质：假整合	相关
	层理面特征	在底面上（下部界面）：物理成因	负载	HDT & SHDT（曲线和倾角）
			侵蚀（冲刷痕）	HDT & SHDT（曲线和倾角）
			压刻痕	
		在底面上（下部界面）：生物成因	爬迹	
			潜穴	
		在顶面上（上部界面）：物理成因	水流（波痕）	HDT & SHDT（曲线和倾角）
			侵蚀	HDT & SHDT（曲线和倾角）
			泥裂	
			足迹	
		在顶面上（上部界面）：生物成因	爬迹	
			潜穴	
	内部结构	块状或均一		所有测井和 HDT & SHDT（曲线）
		纹层状	水平	HDT & SHDT（曲线和倾角）
			交错纹理	HDT & SHDT（曲线和倾角）
			前积	
			交错层理	HDT & SHDT（曲线和倾角）
		递变层理		所有测井但是尤其是 HDT & SHDT（曲线变化）
		定向内部组构		
		生长构造		
	沉积期后变形	物理成因：垂直运动	负载痕	HDT & SHDT（倾角和曲线）
			旋卷	所有测井和 HDT & SHDT（曲线，仪器的旋转……）
			注入	
			裂缝	HDT & SHDT（倾角变化）
			断层	相关
		物理成因：水平运动	滑塌	NGS
			滑移	
			滑落	
		生物成因潜穴		HDT & SHDT 上曲线不均一？
		化学成因缝合线		HDT & SHDT 和自然伽马或者 NGS

4.2. 由不同测井揭示沉积构造

由于沉积构造相当于大的地貌区划，因此可以想像不同测井能够带来其中的一定证据，比如层理和递变，尤其是当使用具有很好的垂直分辨率的测井。在该领域中取代所有其它仪器的一种仪器，就是倾角测井仪（HDT● 或者 SHDT●）。

实际上它具有下列一些优点：

由于电极很小（8mm 宽）和采样很密（HDT 仪器为 5mm，而 SHDT 为 2.5mm），因此垂直分辨率较好，这就使得我们有可能测量岩层的视厚度，最薄测量 1cm，当它在具有阻抗环境内传导时甚至探测极薄的纹层（小于 1cm）（图 4-1）。

360° 方向内的四个极板随后记录的四条曲线，同样提供被井钻穿的岩层较好影像；

这最后一种测量，沉积倾角的测量提供沉积环境内的能量概念和水流方向。

为了证实使用这种仪器所达到的详细分析程度，用 1 / 40 的比例尺或者最好用 1 / 20 的比例尺就足以满足研究倾角测井电阻率曲线的需要（图 4-2 和 4-10）。

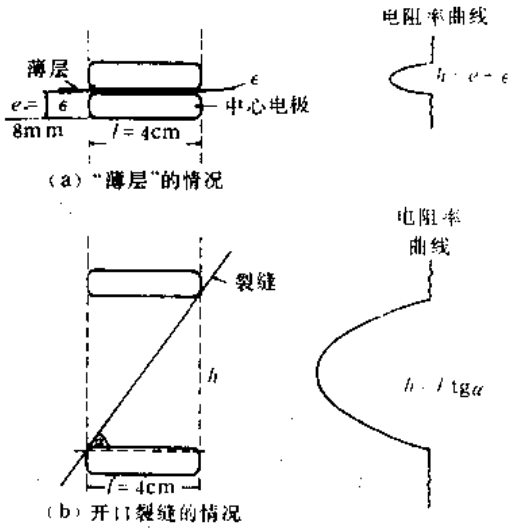


图 4-1 用倾角测井探测极薄的导电层

我们使用大量的曲线，通常用肉眼将一条曲线与另一条曲线对比，无意中发觉极细的细节。每一个探测的电阻率反差表示一种岩石特征或者其它岩石特征的变化：矿物（砂岩内的粘土层）或者结构（粒度、分选性，孔隙度或者扭度因素），或者流体性质的变化。

这就是为什么可以说倾角测井首先提供有关岩石的沉积构造信息的理由，不过要转换它，才能提供有关倾角的信息。

这就引起斯仑贝谢对事件相关程序问题的兴趣，针对沉积学应用设计如下程序：为 HDT 仪器设计的 GEODIP 程序，以及为 SHDT 仪器设计的 LOCDIP 程序。这些程序建立在岩层的形态和界限的知识基础上。他们试图恢复包含在记录内的全部倾角信息，对比每个不同的事件和计算每个岩层的界限或者层理面的倾角。

而且同时分析曲线本身包含的大量沉积性质的信息。

●斯仑贝谢商标。

在 1983 年斯伦贝谢曾使一种已商业化的仪器 SHDT（地层学倾角测井仪），具有独立 4 个臂，在每个极板上具有两个小的发送电流的圆形电极，彼此之间水平位置相隔 3cm（图 4-2a）。采样间距采用十分之一英寸（2.5mm）。这样能够探测更多的沉积构造信息。尤其我们可以在短距离内追踪产生的岩性变化。而且该仪器一方面还装有三维加速度记录器，能够更好地校正速度变化，因此倾角测量的误差更小，而且，另一方面还具有 EMEX 电流的自动选择，能够总是有最大的电阻率反差。最后多亏有三维磁力仪才使得倾斜测量很精确（图 4-2b）。与此同时，编写了处理 SHDT 仪器记录资料的一份新程序，这份程序以 DUALDIP● 名义命名。它吸收了 CLUSTER● 和 GEODIP 技术，而且这份程序采用非常短的对比间隔增加同一极板的电极与电极的对比，这就能够确定非常小的沉积特征的视倾角，以及由两个相邻极板的两个电极之间的视位移组合确定真倾角（图 4-2c）。

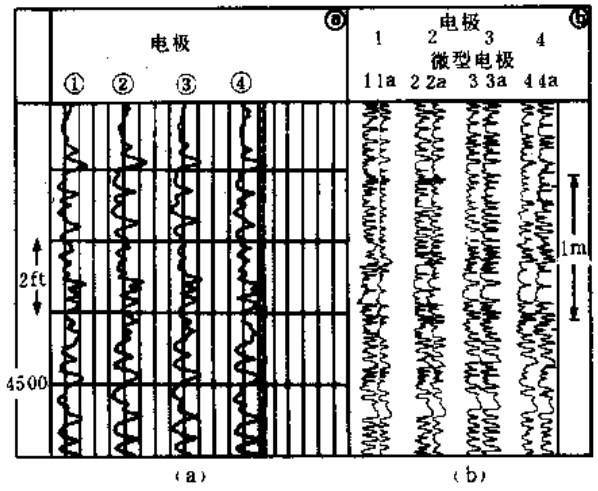


图 4-2　这一段记录提供使用倾角测井仪器获得的分析细节的概念

(a)HDT 仪器;(b)SHDT 仪器

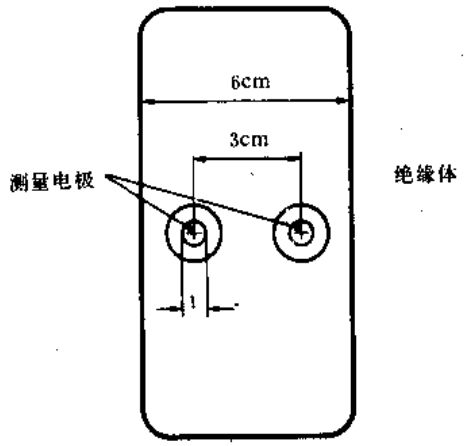


图 4-2a　SHDT 倾角测井电极的结构(斯仑贝谢资料)

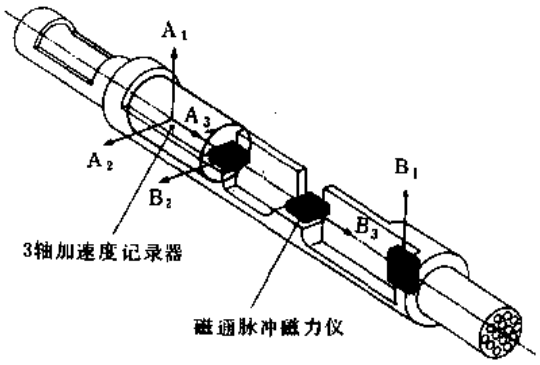


图 4-2b　具有三维加速度记录仪和三维磁力仪的 SHDT 倾斜测量系统能更精确地测量孔内仪器的偏移和位移速度(斯仑贝谢资料)

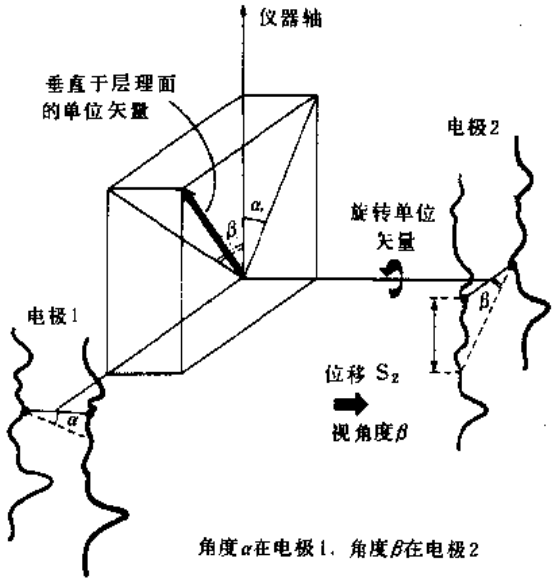


图 4-2c　由两个相邻电极记录的曲线相关计算得到的位移组合计算倾角

4.3.　由倾角测井提供的构造和结构信息

4.3.1.　岩层"地层"的形态

我们记得人们把沉积岩层和单元说成是"在基本上无变化的自然地理条件下沉积的沉积物厚度"(Otto，1938)，由直观上和客观上能比较好确定的层理面将上下其它岩层区分开来，"实际上，揭示出连续地层具有不同的结构和成分"(Pettijohn & Potter，1964)。

定义岩层形态的参数是:

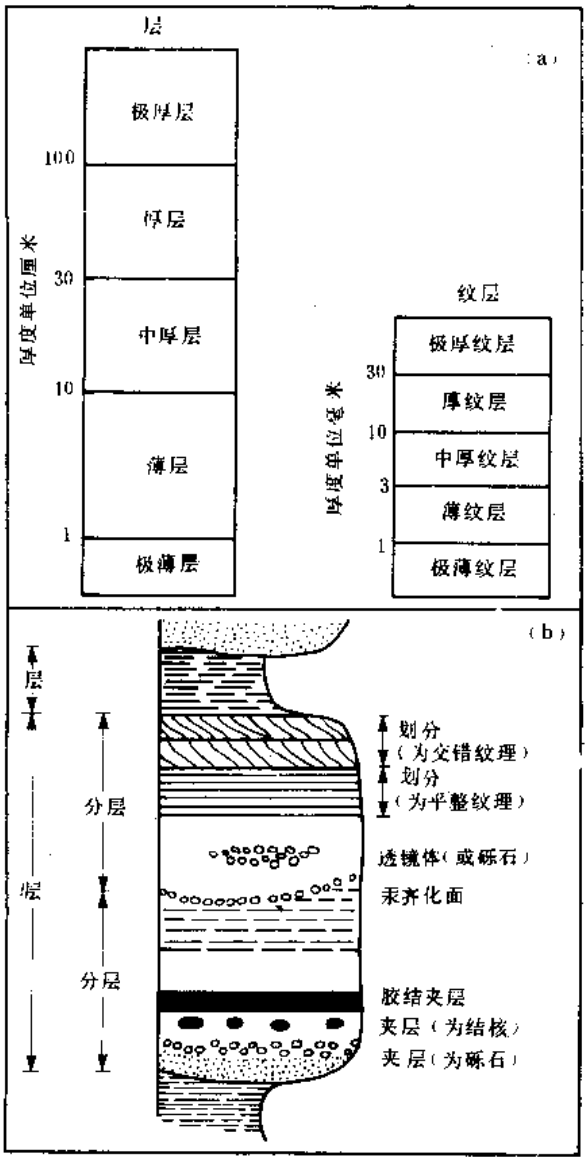


图 4-3 (a)岩层纹层厚度的名词术语
(据 Ingram,1954 和 Campbell,1967);
(b)供描述地层和内部构造用的名词术语
(据 Blatt et al., 1980)

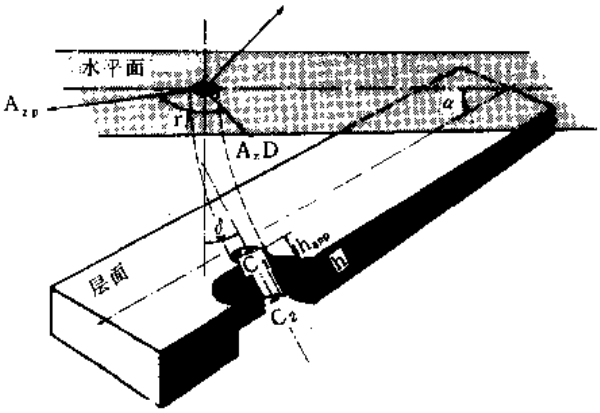


图 4-4 地层真厚度的计算

1) 它的厚度
2) 它的层理面
3) 它的侧向延伸

4.3.1.1. 岩层的厚度

岩层厚度可以从几毫米变化到几米(Campbell, 1967)。岩层可以是块状的或者内部薄层状，因此由称为纹层的一系列很薄的单元构成。纹层由沉积环境内占优势的物理条件小的波动造成的，特别表现出粒度的变化（砂到粉砂），而且有时候表现出成分的变化（石英到粘土）。纹层的厚度测得几毫米，而且一般不超过几厘米（图 4-3)。

岩层的厚度一般来说使用大部分测井而且特别使用倾角测井是容易得到的。实际上这种仪器使得我们不仅有可能确定至少 1cm 的岩层视厚度而且同样有可能确定我们熟悉的真厚度，岩层上下界限的倾角、方位角，以及偏斜井的倾角和方位角（图 4-4)。

岩层厚度的知识极其重要，因为它有时与粒度有关。而且，在浊积岩和火山灰的例子中，岩层的厚度与粒度是有成因联系的，而且向着水流下游方向减小（Scheidegger & Potter, 1967)。因此这是区别这种类型沉积作用的近端和远端沉积的方法。另一方面 Schwar-zacher (1953) 和 Scott (1966) 曾指出过，这种同一类型的沉积中单个岩层的厚度在对数概率格子纸上沿着右边分布（图 4-5)。

按照 Pettijohn (1975)，纹层的存在是波浪作用带以下极迅速沉积的指示，或者海底还

原条件（还原作用）的指示，解释底栖动物群不存在，因此生物扰动也不存在。

分析同一类岩性的岩层厚度的垂向变化可以评价沉积韵律变化。这些间断可以作为时间的标志。图 4-6 说明出现在倾角测井上的岩层厚度变化。图 4-8、图 4-7 的一部分放大，给出这种仪器能够达到的详细概念。

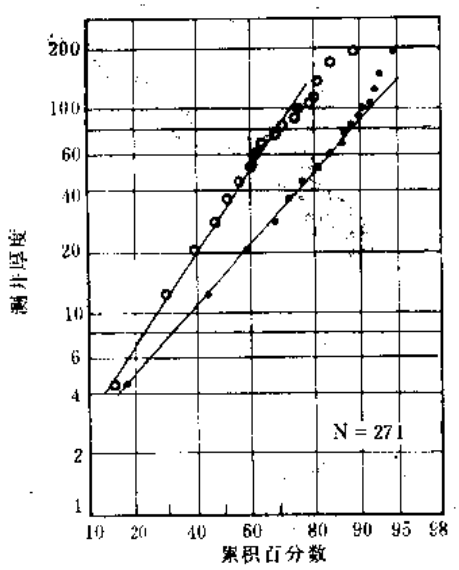


图 4-5 记录在对数正态格子纸上的浊积砂岩地层的厚度(据 Scott,1966)

4.3.1.2. 层理面

正如 Campbell 曾极好地分析过(1967)，岩层面代表"无沉积"面或沉积作用条件的突然改变（环境能量的变化），或者还有侵蚀面。通常这样形成的岩层面构成上面地层沉积的下层理面。层理面不具有厚度而具有地层限制的层理面的相当面的延伸。具有特性的岩层依赖于其层理面的辨认，而地层的几何形态依赖于两种层理界面的相对配置。

Campbell（1967）根据其层理面的性质还定义了地层不同的形态。它们归纳在图 4-9 中。

图 4-10 说明平整、平行和连续层理面的地层情况，而图 4-11 表示不连续岩层（在 1、2 或者 3 号电极上经常出现的事件）。

从图 4-12 看来，平整但非平行的层理面与井眼的比例尺相同，而且尤其与地层的比例尺相同。每个岩层的两个层理面显示出倾角的数值，而且有时显示出不同的方位角。扭曲不平整的层理面例子，如图 4-13 所示。它们相当于采用三个三个电阻率曲线组合计算岩层的四个面（1-2-3，2-3-4，3-4-1，4-1-2）。其它的例子如图 4-6 和 4-7 可见。

图 4-7 和 4-14 说明相当于砂泥岩交互的沉积情况("压扁、波状、透镜状层理") 具有波状层理，由倾角和方位角数值的变化来探测。

4.3.1.3. 岩层的侧向延伸

倾角测井仪器研究的深度不可避免地会降低，因此我们不可能以准确的方法确定横向岩层的侧向延伸。如果考虑下列因素仍然可以形成一种概念。

(1) 厚度

岩层的厚度越大，岩层具有大的侧向延伸的可能性越大（图 4-6）。

(2) 层理面

如果层理面平整而平行，那末更大的延伸可能性就越大（图 4-10 和 4-15）；相反如果上下两个界限都是平整的而且其间形成一个角度，那么这就意味着变薄，而且在相反方向上变厚。如果我们辨认出两个层理面的倾角，那么就可以事先确定地层变薄的那个方向和它尖灭所达到的那个距离。相反，只能辨认出地层变厚的那个方向，而不能确定它的延伸（图 4-12）。

(3) 岩层的重复出现

如果同样薄的几层岩层，在一定间隔上相继出现，倾角方位数值很稳定，那么可以推断岩层具有大的延伸（图 4-10 和 4-15）。

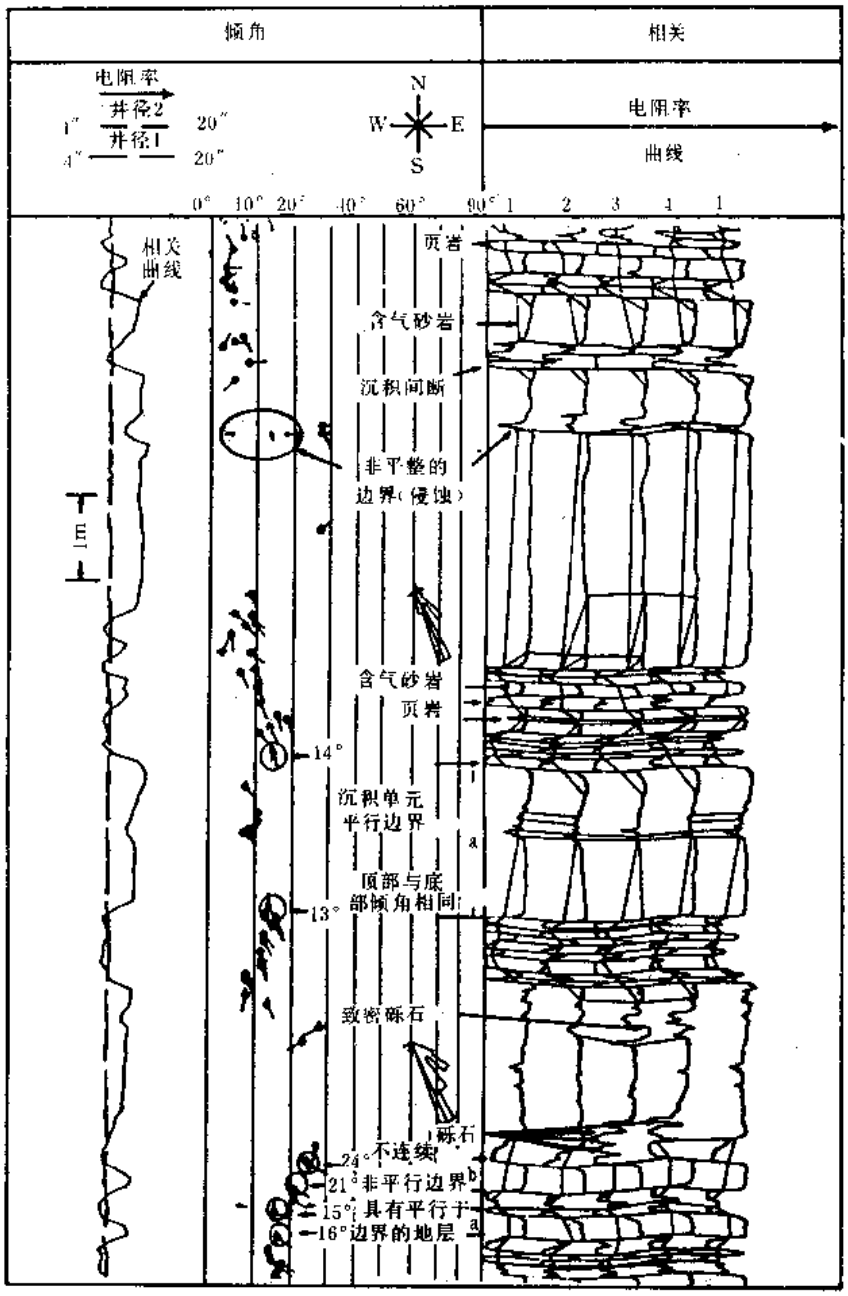


图 4-6　用 GEODIP 这种表示能很好地说明地层厚度的变化，并可以很好地估计侵入带的厚度,而且还可以更好地计算储量

4.3.2. 岩层界限的性质

一种地层向另一种地层转变可以以突变或者渐变的方式进行。在第一种情况下界限是很好确定的，而且相当于层理面。如果界限只相当于沉积层序无变化或者无侵蚀的一次短暂的沉积间断，那么这就有可能是整合。显然，岩层保持平行。图 4-14 给出这方面一个例子。如果界限相当于伴随沉积层序变化引起的一次沉积间断，既具有侵蚀面的特征，又具有红土风化壳的特征，还可能具有倾角变化的特征，那么这种界限就是不整合。

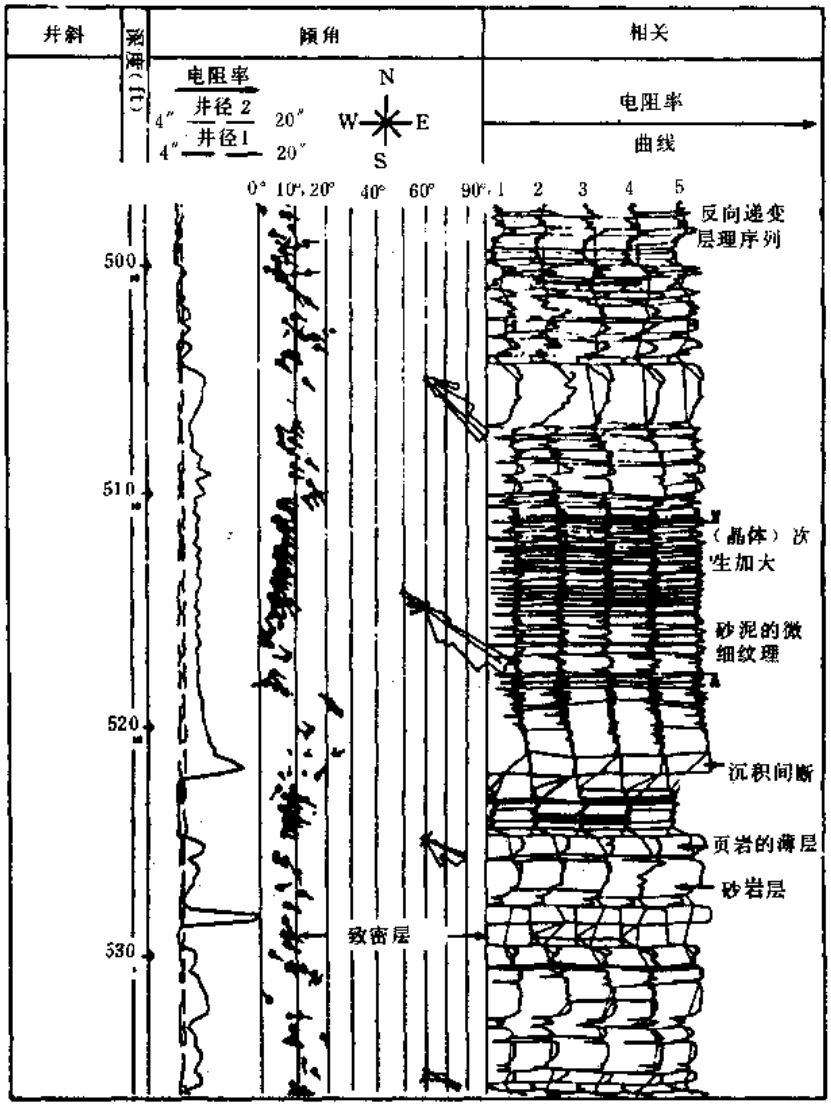


图 4-7　说明由 GEODIP 能很好地探测的极薄岩层的"压扁层理"、"波状层理"和"平行层理"

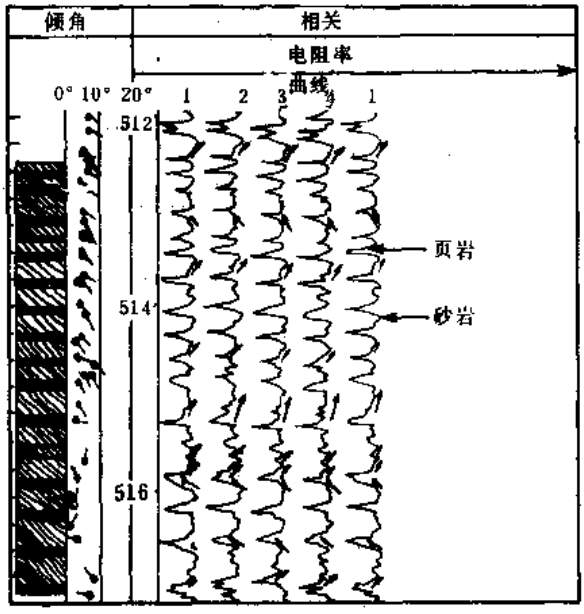


图 4-8　图 4-7 的一部分被放大,表示倾角变化的详细情况

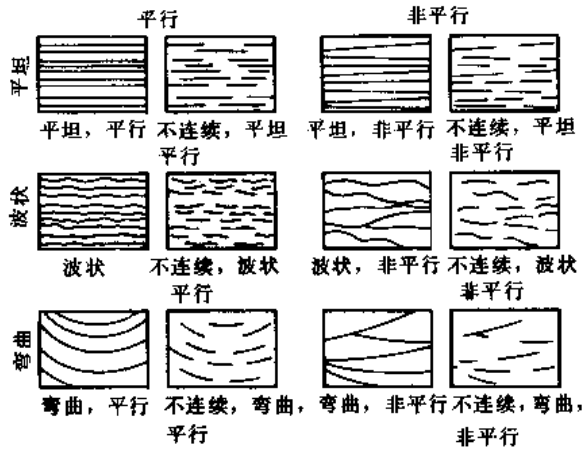


图 4-9　示意图说明地层和纹层的不同形态和相应的描述性名词术语（据 Campbell，1967）

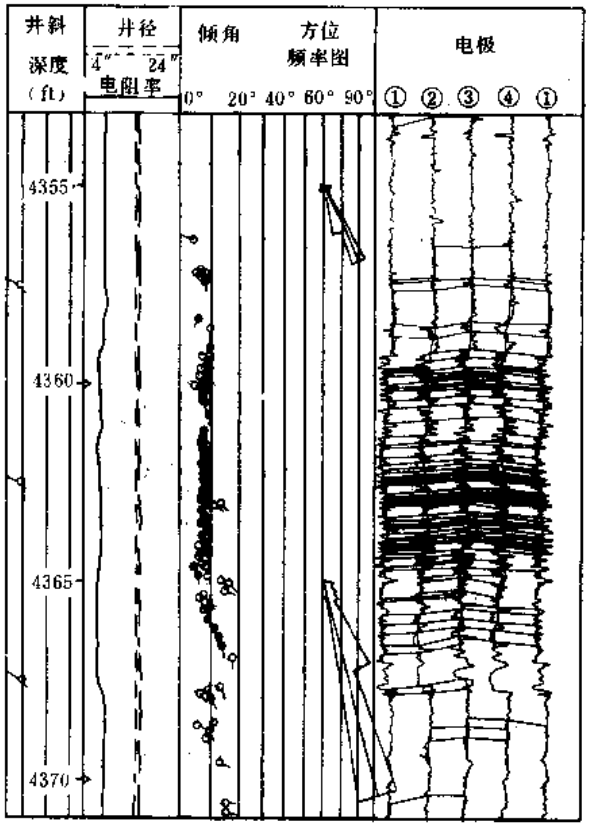


图 4-10　用 GEODIP 这个例子能极好地说明平整、平行和连续层理面的薄层情况

可以观察到倾角离散程度低

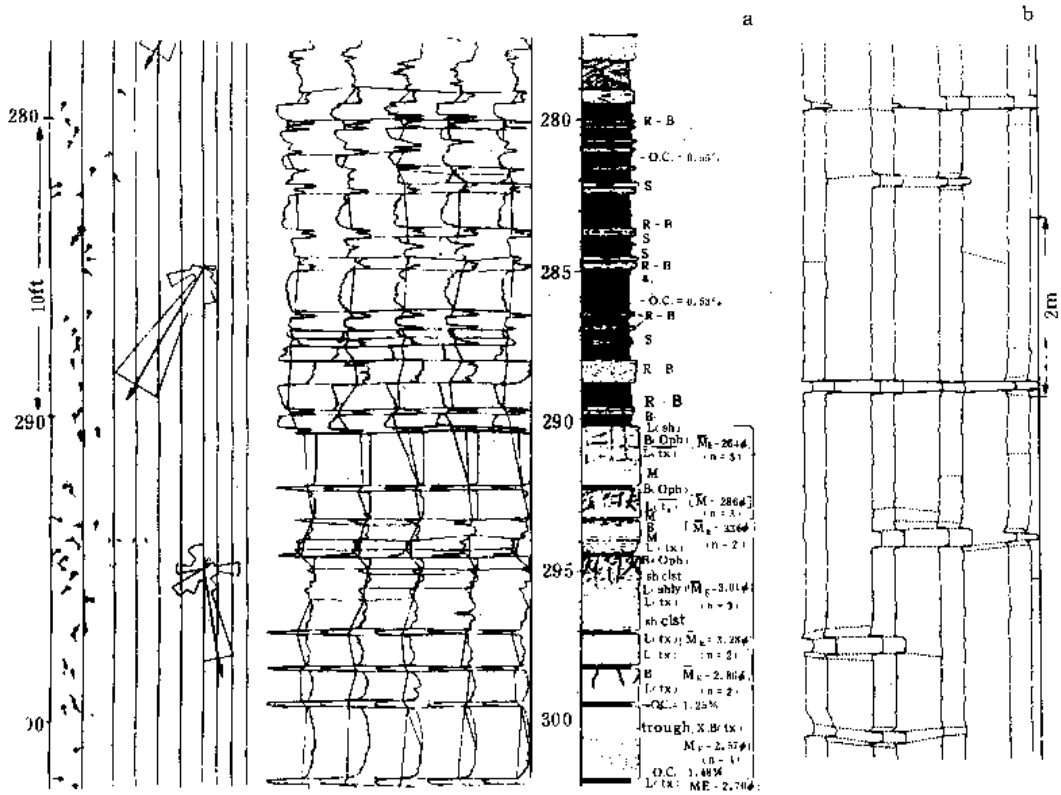


图 4-11　不连续岩层的情况:(a)GEODIP; (b)LOCDIP

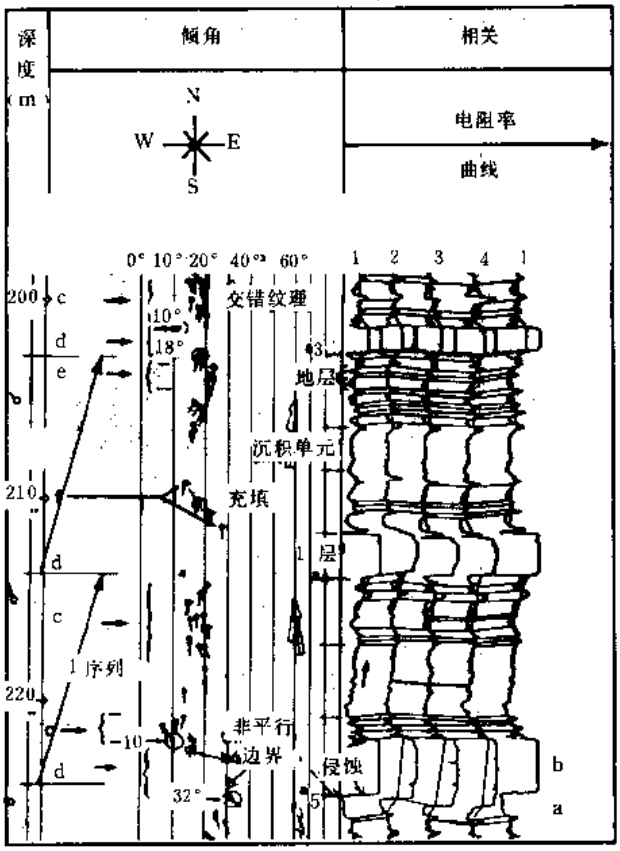


图 4-12　看来平整而非平行的层理情况

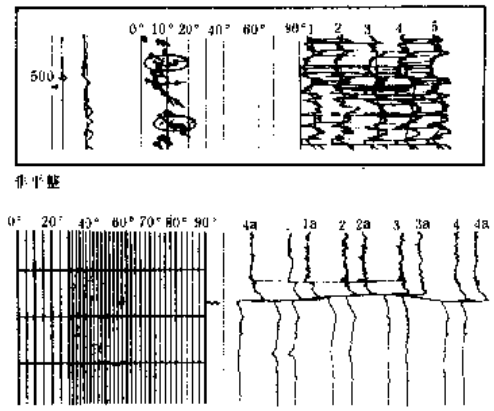


图 4-13　使用 GEODIP 或者 DUALDIP 探测到的非平整扭曲层理面的情况

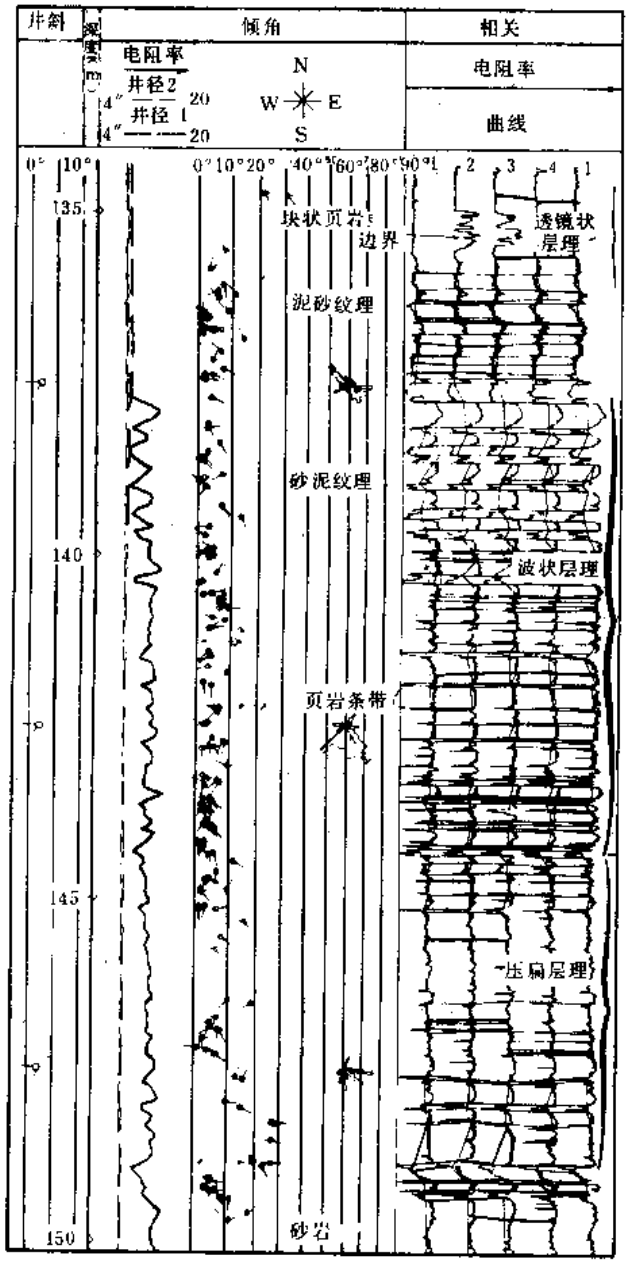


图 4-14　波状、透镜状、平行层理和"压扁层理"的例子

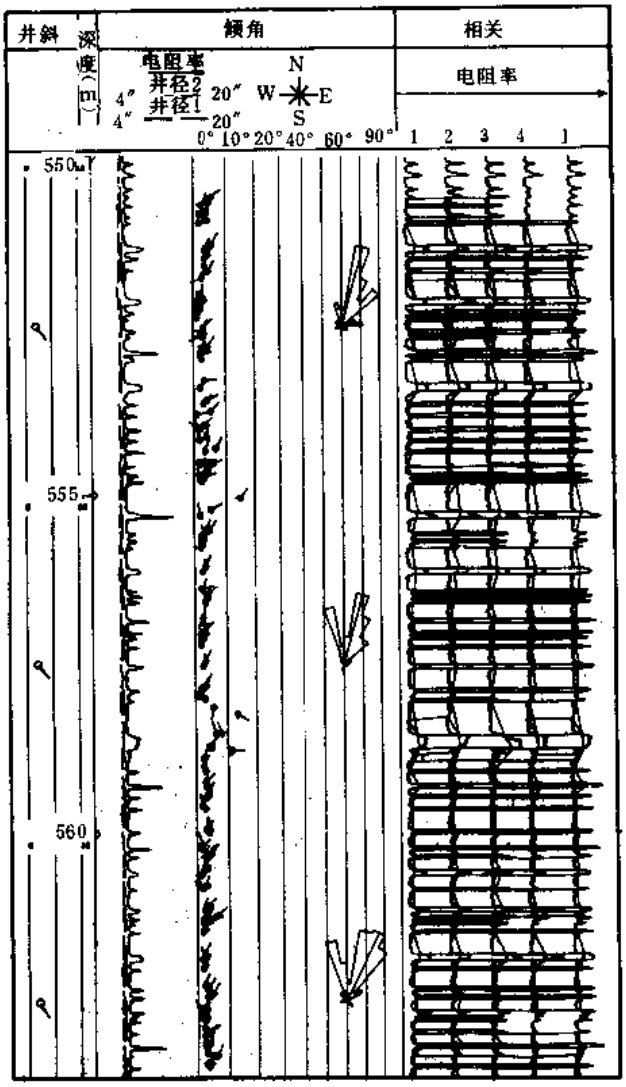


图 4–15　表示大的侧向延伸的平整而平行的层理面例子

这种情况如图 4–12 所示。关于这个例子可以清楚地区分为：下面粘土层的侵蚀，在电极 3 和 4 的电阻率曲线上；层理面的倾角为 32 ° N120 °，与平均为 20 ° N180 ° 区域性的倾角相比，侵蚀地形被极致密而胶结（钙质）的岩石所充填，岩石的上界面具有 10 ° N180 ° 倾角，并具有披盖的作用。具有侵蚀地形充填的另一个侵蚀例子由图 4–21 给出，在 495m 以上。

在一种地层向其它地层渐变的情况下，界限不清楚，不过是可以辨认的。因此，它相当于正向的或者反向的粒度序列或矿物序列，或两者兼之（砂岩到泥岩）。图 4–16 给出这方面几个例子。

不应该将这种情况与井偏斜和岩层的倾角之间小的视角度情况相混淆。这就会在相反的电极上引起假的上斜线（或者序列），见图 4–17。

4.3.3.　岩层的内部结构

岩层可以是极均一的，这就是说丝毫未显示出结构变化或者沉积特征。这就表示相当稳

定的沉积作用条件，没有明显的层理，或者由于缺乏水流特征，或者由于生物扰动强烈完全破坏层理的整个痕迹。图 4-18 说明没有特征的均一块状地层的情况。

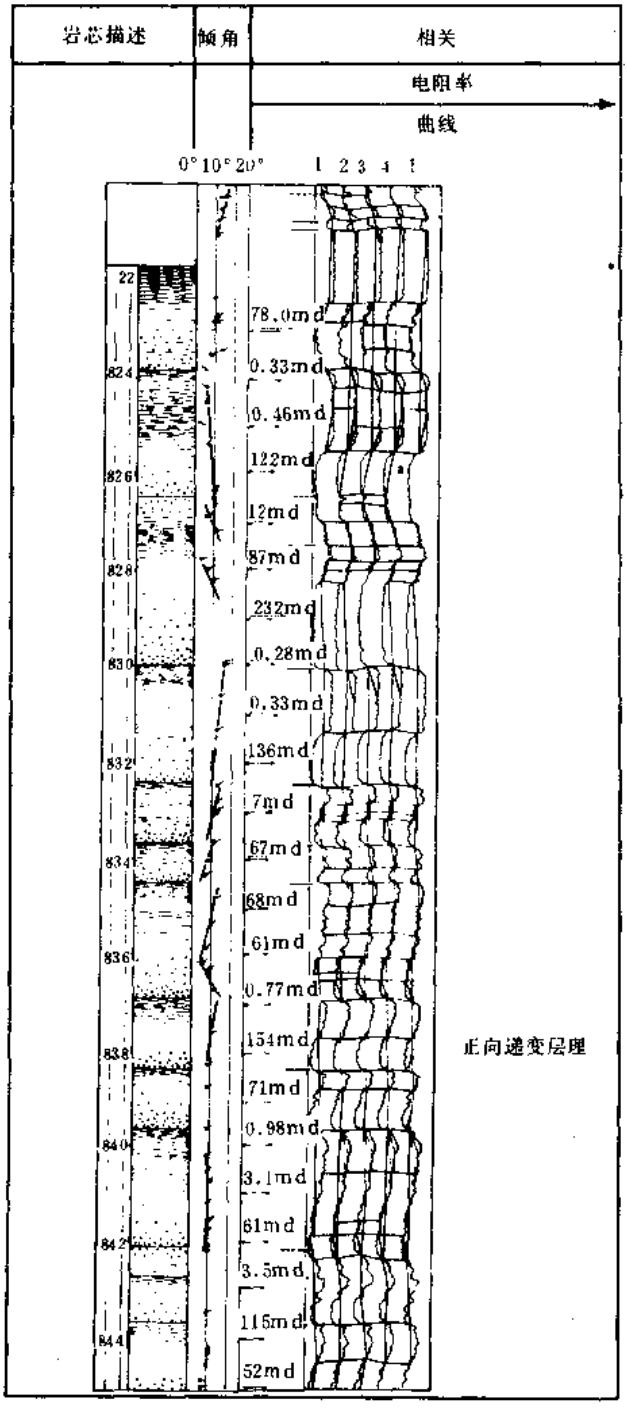


图 4-16　用倾角测井电阻率曲线能极好地探测，而且通过岩芯描述也能极好地证实的递变序列的例子

注：不应该将均一的岩层与 EMEX 电流选择差的、没有特征的层段相混淆。在这种情况下电阻率曲线是饱和的：图 4-19 极高或者极低的电阻率（比较在同一层段上而具有两个不同的 EMEX）的测井。

岩层可以是薄层，因此显示出既平行而又斜交或者交错。图 4–20 给出一个风成砂岩斜交层理的例子（北海的鹿特列日德）。可以辨认出每个沉积层序并追踪风向的变化。图 4–20 (b) 表示同一层段上 CLUSTER 程序倾角计算结果。我们可以看到使用 GEODIP 程序所带来的改善和提高的精度。

图 4–21 表示河流砂岩岩层的斜交或者交错层理。在这种情况下，可能无法确定每个纹层结构的倾角，而这个相当于匙形冲沟的每个界限（图 4–22）。

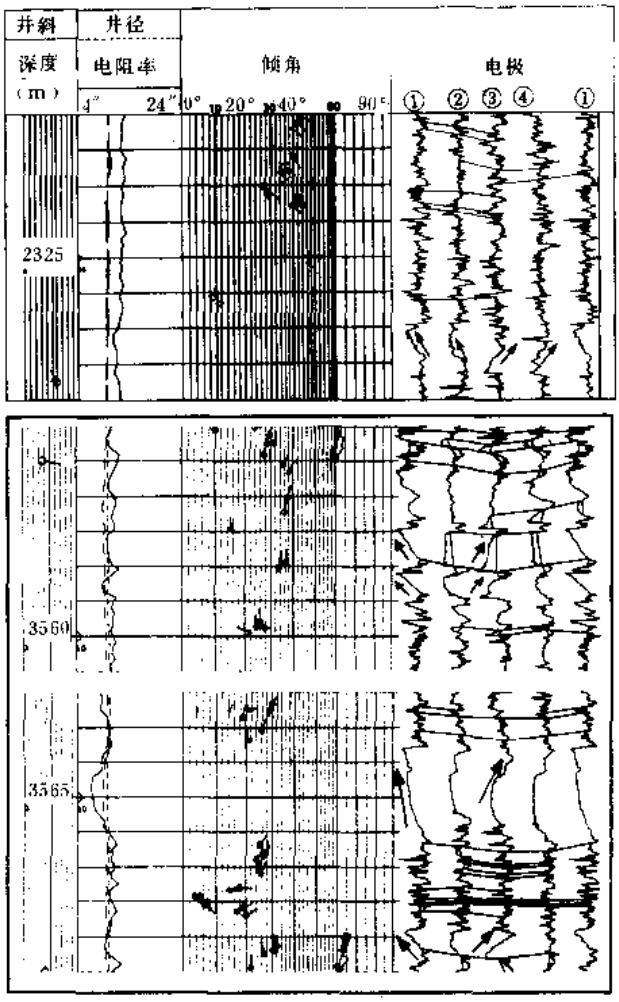


图 4–17　由钻井轴线和地层倾角之间的微小视角度造成的假上斜线例子，切不可和前一种情况相混淆

岩层表示出构成它的岩石颗粒的粒度垂向变化。这就定义可以是正向的或者反向的递变。正向递变，（“向上变细”），一般伴随底面的突变接触面。图 4–16 表示在倾角测井电阻率曲线上出现的这种类型的递变序列。在这种情况下层序底部的粗砂岩比顶部的粉砂岩或者粘上的电阻率低，一方面与流体含量有关（可能为咸水），另一方面与曲率变化（因素 m）、渗透率（流体的流动性很低，不同侵入的深度），而且可能与孔隙度有关，这个孔隙度随着粒度分选性变差而减小，而粒度分选性随着颗粒太小的减小而逐渐减小。而相反的情况，自然界也可能存在，含流体的砂岩阻挡：气、油、淡水（图 4–23）。而且递变也可能是

反向的。粒度向上增加("向上变粗")。同一图 4-16 给出夹在正向序列之间的几个反向序列例子。

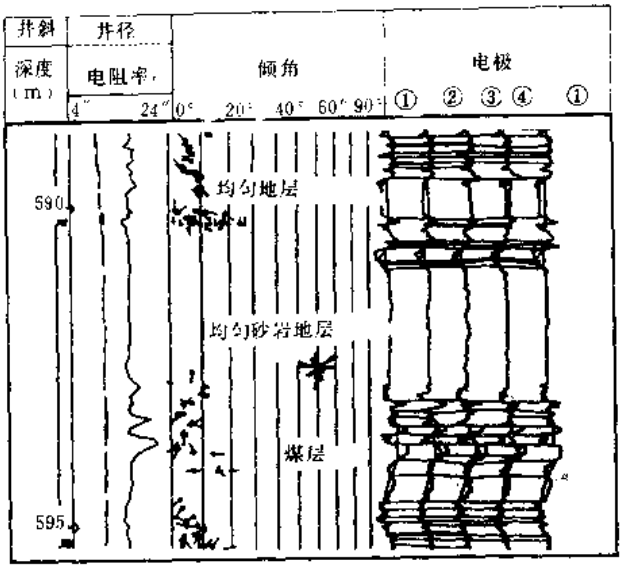


图 4-18　均一地层的例子

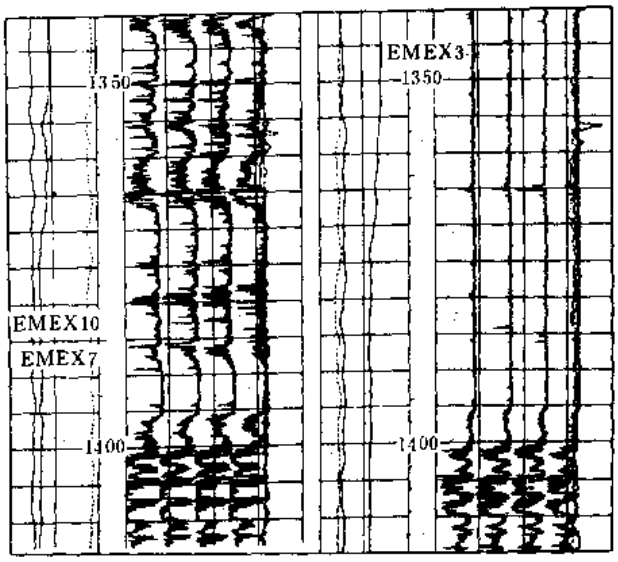


图 4-19　由于 EMEX 选择不好造成的虚假的均一地层

为了准确地确定序列的极性，应该在其它测井图上（自然伽马、密度、中子、电阻率……）和在岩性柱上校准倾角测量曲线深度。为此，应当使用 GEODIP 程序处理结果的 1/200 的复制品（图 4-24）。

研究倾角测井电阻率曲线结果表明岩层有时会出现极不均一。因此我们观察没有经过一定方法校正的每条曲线上的许多事件（图 4-25～图 4-28）。一般来说，这种事件相当于后面介绍的其中一种情况。

(1) 砾石层

每个砾石具有大于电极传送电流的工作面。它也往往比所见到的其中的基质电阻更大。每个砾石，由每个电极可见，具有尖峰的特征。这些尖峰的形态随着砾石的大小和形状而变。

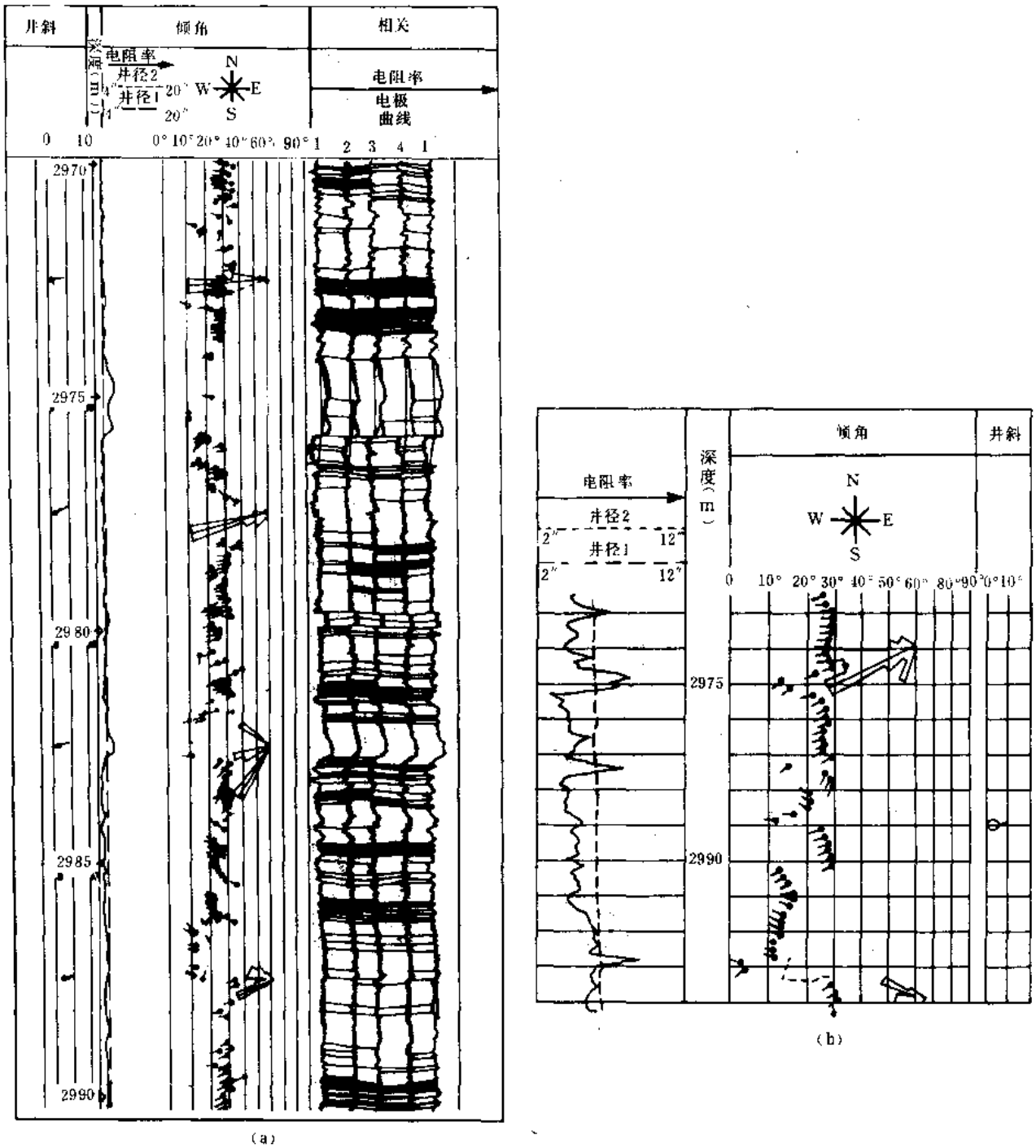


图 4-20 风成砂岩斜交层理的例子:(a)根据 GEODIP;(b)根据 CLUSTER

请观察使用 GEODIP 获得的细节和由 CLUSTER 强制做的平滑

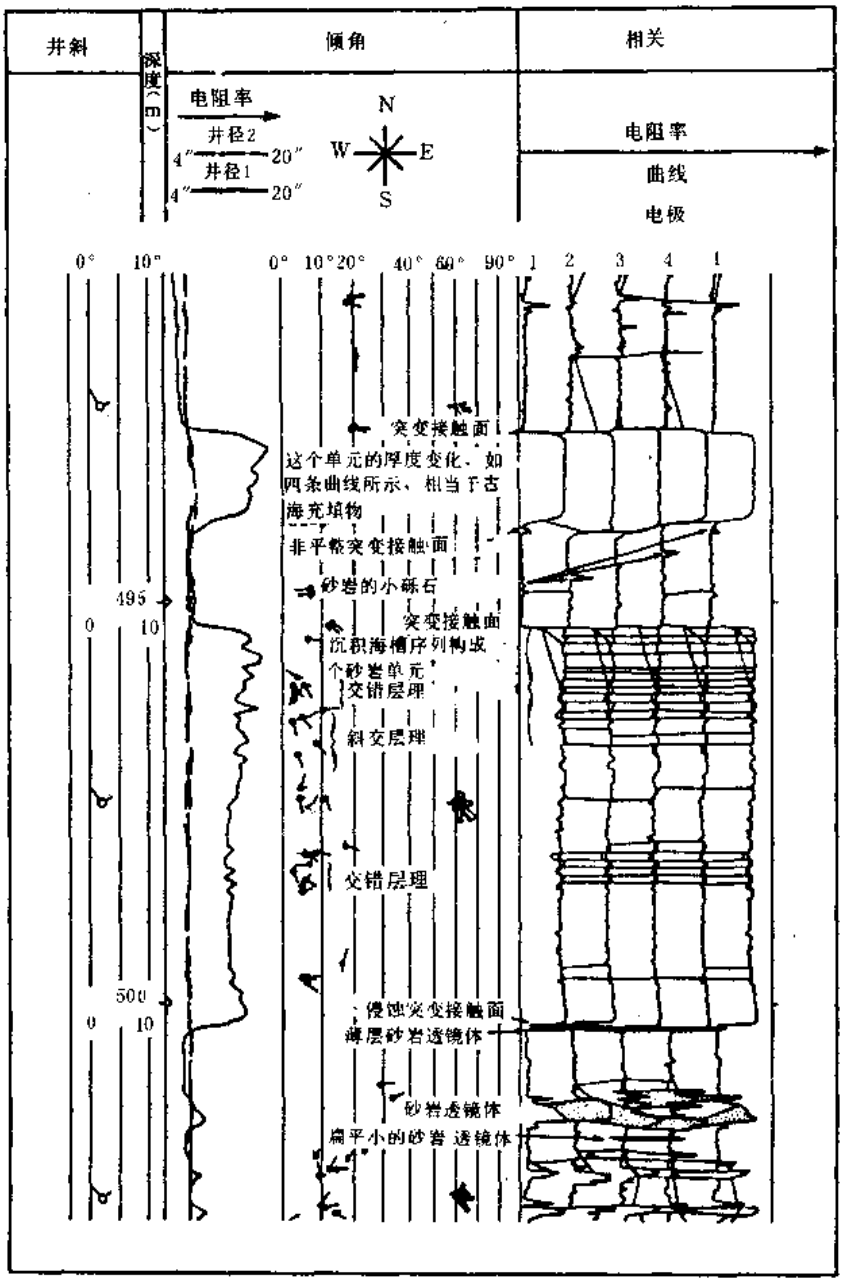


图 4–21　交错层理的例子

从曲线的极不均一的外貌来看，可以说缺乏整个四个电极的相关（图 4–25）。当砾石相邻接（"颗粒支撑"），这些尖峰靠得很近。当砾石在砂质或者砂泥质基质内孤立存在（"泥支撑"）时，这些尖峰本身同样是孤立的（图 4–25 和 26）。其它测井图指示石英，而且通常是长石和云母占优势的碎屑建造。自然伽马能谱（仪器 NGS❶）对确定放射性矿物的性质极有用。

❶斯仑贝谢商标。

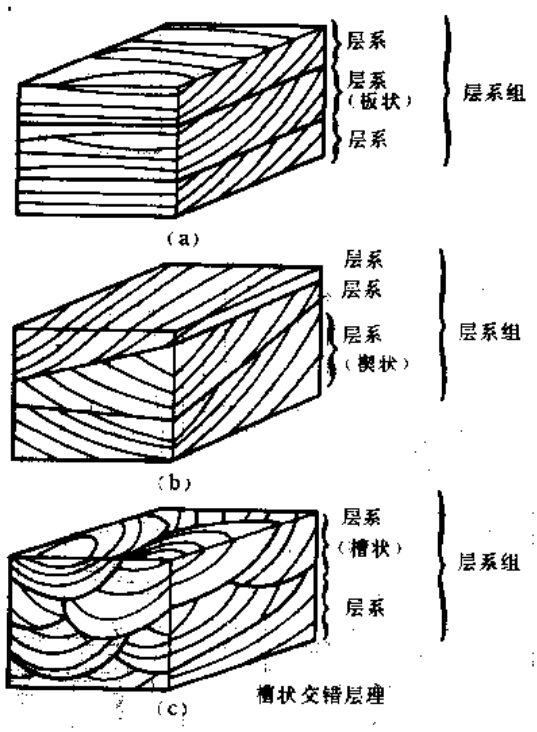


图 4-22　美国使用的交错层理名词术语（据 McKee & Weir, 1953）

(2) 含有包体（燧石、砾石、硬石膏或者碳酸盐岩的结核，褐煤或者煤炭……）的不均一粘土

一般来说，这种包体在更导电的基质内其电阻很大。因此，它们出现一系列的电阻尖峰(图 4-27)。其它测井（放射性、中子、密度）的组合揭示基质的泥质性质。

(3) 纹层状极薄的粘土

每条曲线的噪声很大，而且与前一种情况相比，反射振幅低（图 4-27)。相关同样极罕见。这个相当于厚层的粉砂岩或者砂岩的纹理或细脉，而且侧向延伸很短。

(4) 礁建造

电阻率曲线同样具有由这个建造特有的内部结构和构造引起的极不均一的外貌：礁碎屑或者钙质贝壳，电阻极大，存在导电的孔隙，微基质……（图 4-28)。其它一些测井图能够区分前面这种情况：矿物基本上由方解石或者白云石组成。而且在这种情况下电阻率曲线揭示出比它的沉积构造多得多的结构。实际上可以根据曲线的外貌（图 4-28）把"粘结岩"区分为"粒屑灰岩、泥粒灰岩、粒泥灰岩和泥屑灰岩"（据 Dunham，1962 年的分类)。这对于礁环境古地理重建具有很重要的意义，尤其是当自然伽马能谱和岩性密度测井图（仪器 LDT●）资料存在争议时更是如此。

●斯仑贝谢商标。

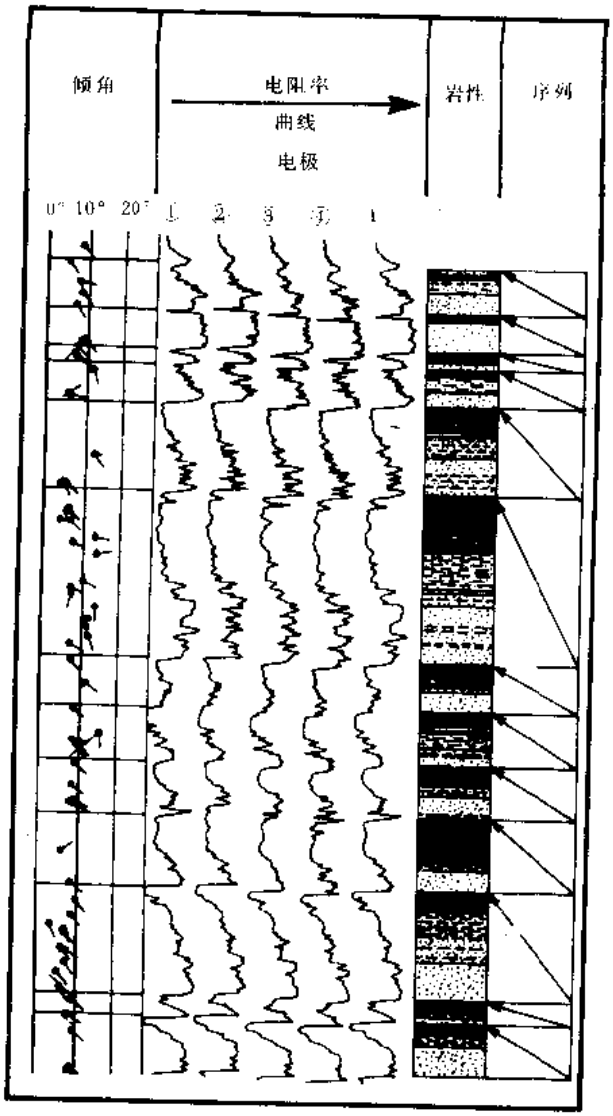


图 4-23　含油气的递变序列例子

4.3.4. 层组("层系")

McKee 和 Weir (1953) 曾经把层组定义为基本上完整的一系列地层或者纹层，以侵蚀面、无沉积面或者以特征的突然变化与相邻沉积单元区分。

当层组由一般特征（矿物成分、结构、内部构造）相同、四周被不同性质的其它岩层围住的两个或者多个叠置的岩层组成时，则称它为简单的层组。

当层组由不同的成分、内部结构和构造组成时，则称它为复合的层组（图 4-29)。

图 4-10 和 4-15 说明由砂泥互层平行层构成的复合层组的情况。

由波状层理面（波状层理）组成的复合层组如图 4-7 和 4-14 所示，根据 Reineck 和 Singh，1975 的分类（图 4-30 和 4-31)，在最后一张图内几乎同样具有介于交错层理("压扁层理") 和透镜状层理("透镜状层理") 之间的所有层理。

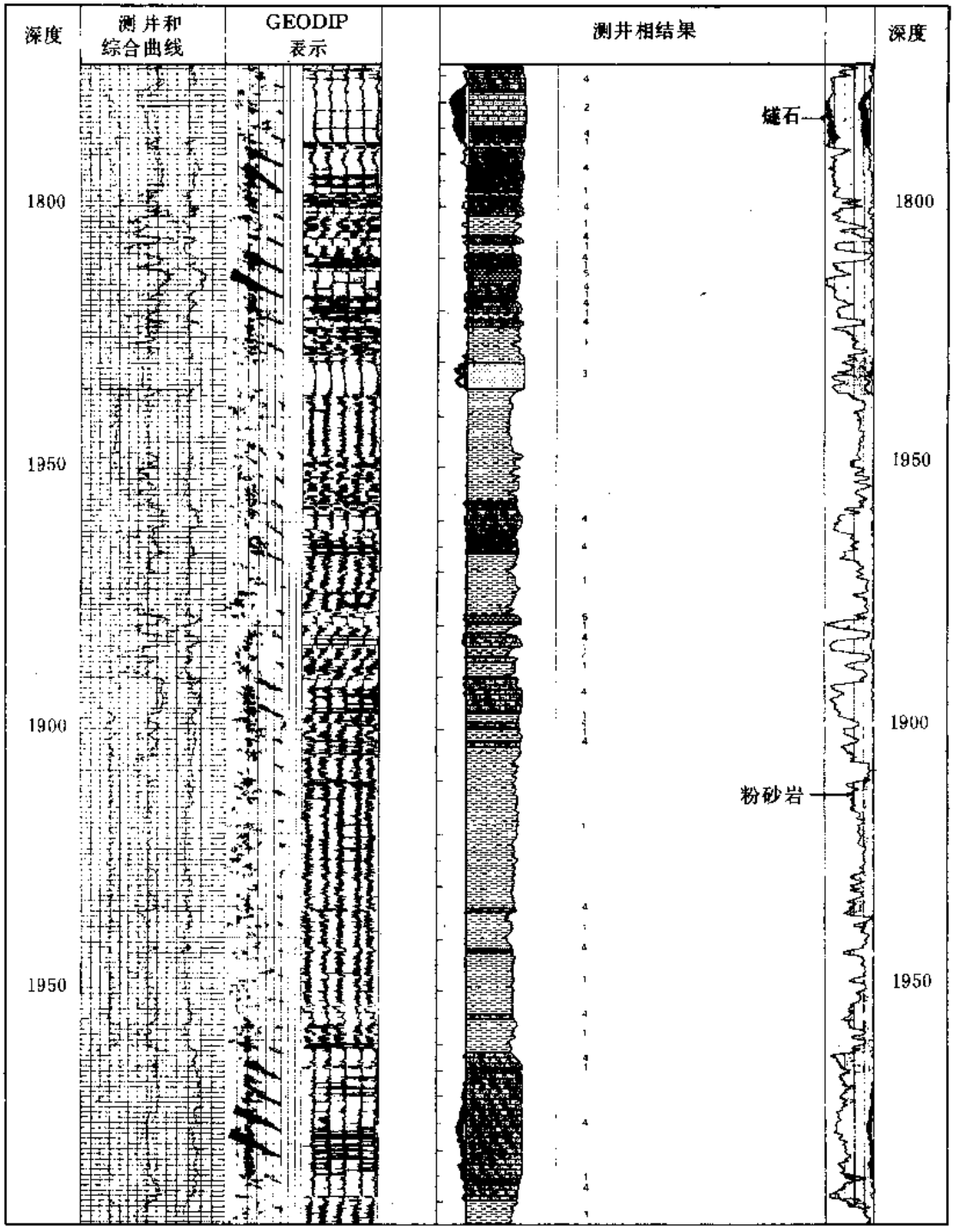


图 4-24　把裸眼井测井图和 GEODIP 程序倾角测井处理组合起来的组合测井例子

1—页岩;2—石灰岩,多孔隙的,燧石;3—砂岩,多孔隙的;4—石灰岩,泥质的;5—石灰岩,很致密的

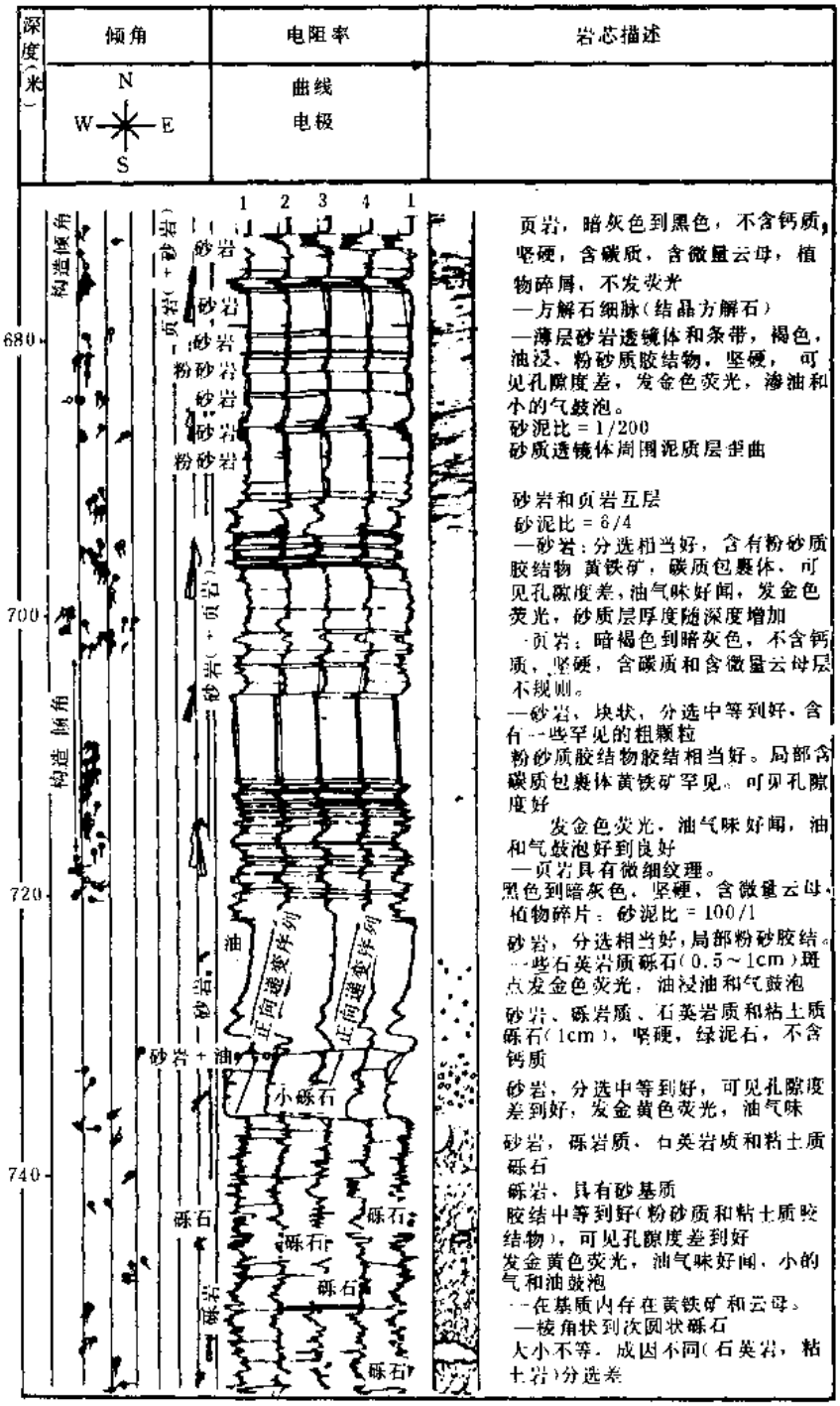


图 4–25　从砾岩到拼接砾石开始，然后漂砾，紧接着砂岩、粉砂岩，最后以粘土结束的正向递变例子

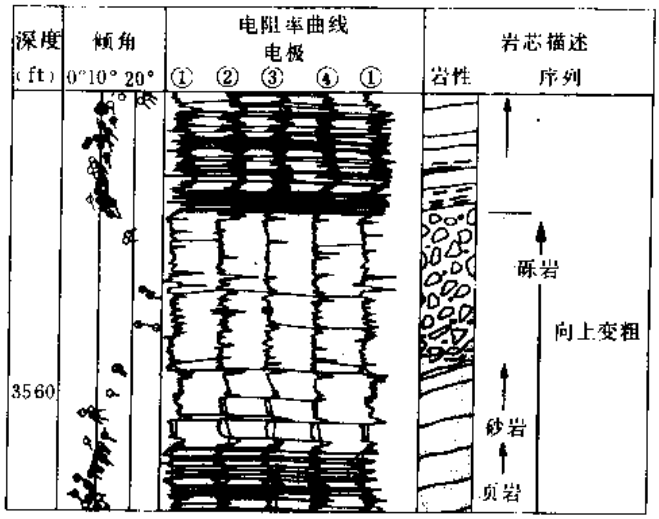


图 4-26　砾岩到漂砾的另一个例子

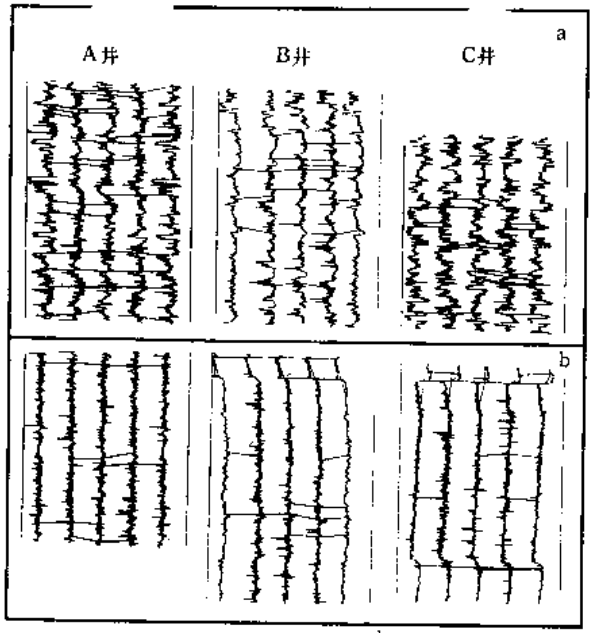


图 4-27　不同类型的不均一粘土和根据倾角测井电阻率曲线的唯一外貌进行井间对比的例子

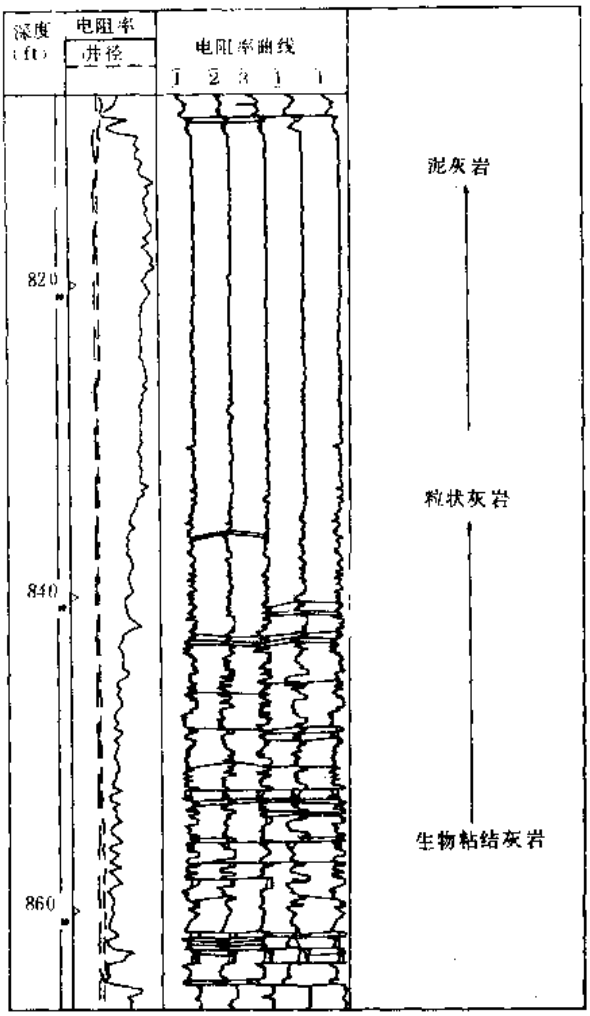


图 4-28　根据倾角测井电阻率曲线显示出的结构重建碳酸盐岩相

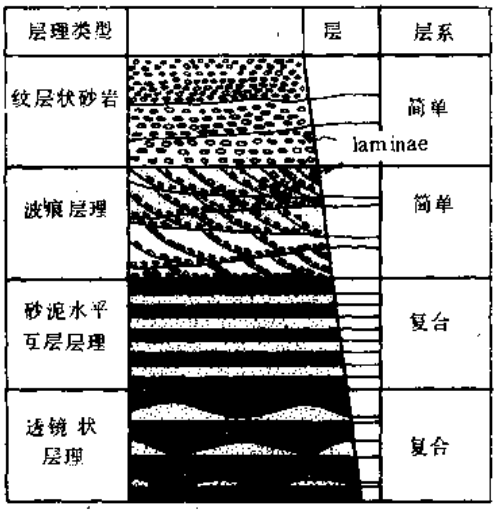


图 4-29　说明用于描述复合层理的名词术语(据 Reineck 和 Singh,1975)

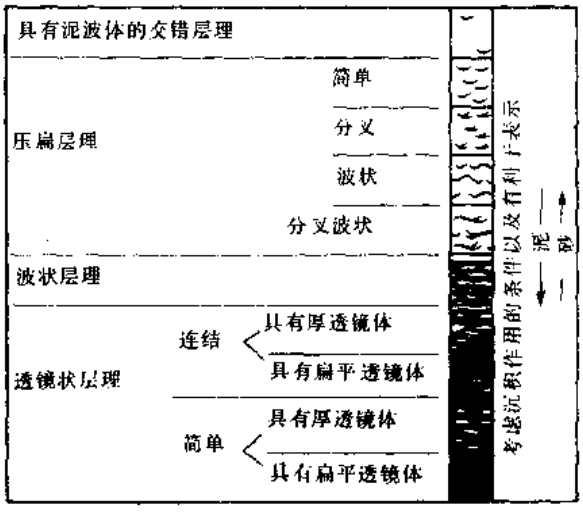


图 4-30　"压扁、波状和透镜状层理"分类示意图(据 Reineck 和 Wunderlich,1968)

系，因此，可以由电阻率曲线相似性的研究和裸眼井测井确定形成岩层的成因。因此可以选择与水流特征有关的倾角，并分析这种倾角随深度的演变。

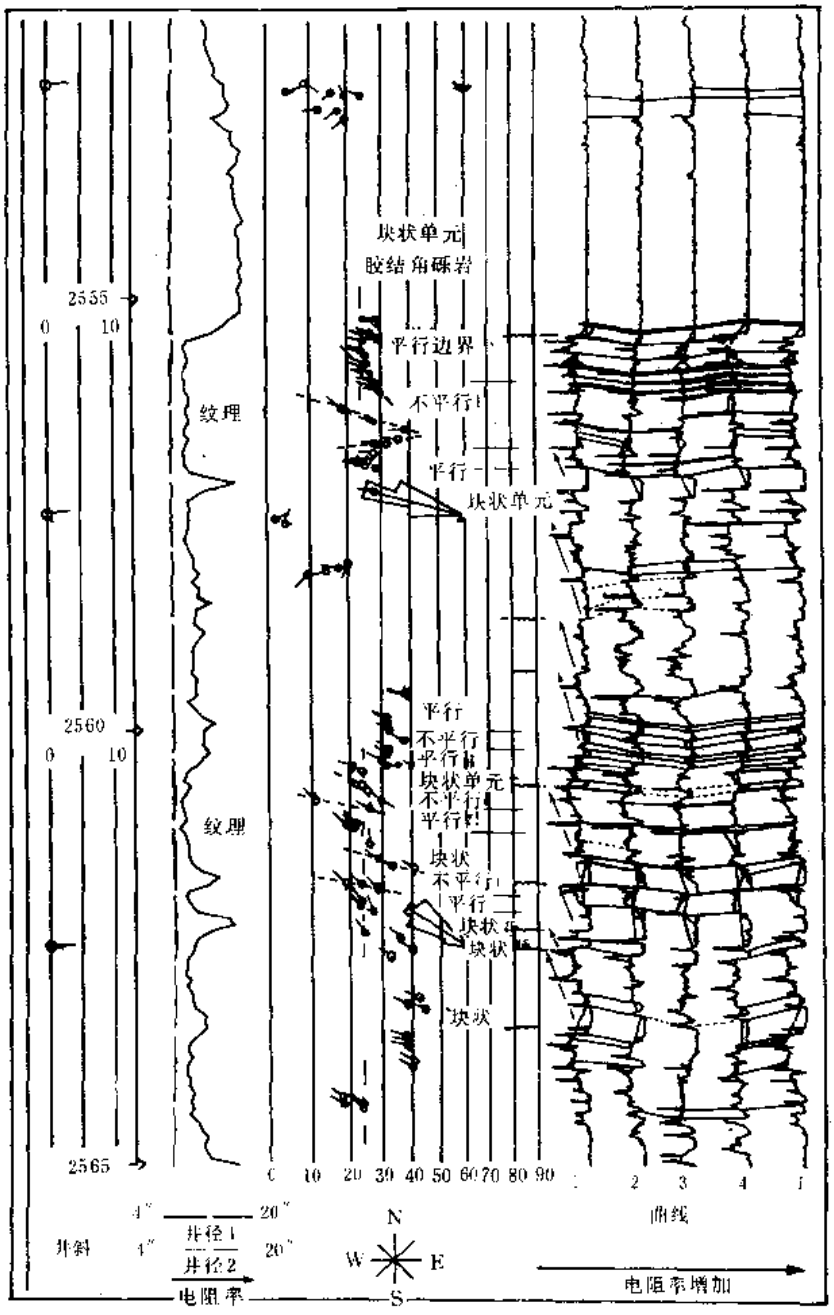


图 4-33 石灰岩浊积岩薄层岩性序列(据 Payre 和 Serra，1979)

还可以通过搬运水流的方向的确定完成沉积构造的研究。当然，它预先避免了构造倾角或者由于压实差异造成的影响，以便恢复成因条件。

根据这些倾角资料可以确定古水流类型是否是单峰，双峰，或者多峰（图 4-50）。同样可以确定倾角变化的幅度。这两种信息使得我们有可能确定沉积地点占优势的动力状态（水流能量、当时方向的变化……），而且，为此可作为沉积环境的较好概念（表 4-3）。

为此，可以采用由 Gilreath 等（1964）引入的倾角群技术（彩色“模式”）。在同一个沉积单元之中，以间断为界，一系列倾角看上去差不多方位角相同，而且从下到上增大（图 4-34）定义为“蓝色”群（“蓝色模式”），这种模式表征一系列与水流波痕有关，与加积作用或者进积作用有联系的前积层（“前积层”）（图 4-35）。如果倾角从下到上减小（图 4-36），则定义为“红色”群（“红色模式”），这个模式表征凹陷部分的充填（图 4-37）、前积层凸出部分（图 4-35）、形成地形起伏的原先沉积的披盖：沿岸沙坝（图 4-38）、波痕（图 4-39）和隆起：盐丘或者泥丘（图 4-40）。

在图 4-20 的情况中，它相当于沙丘砂岩，实际上根据风的速度可以区分有倾斜的前积纹层的每个界面。同样可以确定每次沉积的风的方向。

表 4-3　由水流引起的层理特征和方位

沉　积　环　境	水流层理特征	水流层理方位
网状河流冲积物	花彩弧状(槽状)类型 大的倾角展布	大的单峰散布(90°) 一般顺古斜坡 砂岩延伸方向
曲流河流曲流沙坝	花彩弧状(槽状)类型 大的倾角展布 底部高角度 顶部低角度板状	反向单峰散布(180°) 一般顺古斜坡 曲流带和砂体线状排列方向
风成沙丘	板状高角度(30°) 始终一致 底部角度减小	小的单峰散布 与古斜坡无关 垂直于砂岩延伸
三角洲分流河道	花彩弧状板状 底部高角度 中等散布	中等单峰散布 向海方向 砂岩延伸方向
分流河口沙坝	板状中等角度(>10°) 顶部高角度 中等散布	单峰放射状 向海方向但受沿岸水流的影响 砂岩延伸(朵叶)方向
河口湾和潮汐水道	板状低角度(10°) 底部高角度 顶部较平	双峰(180°)散布 垂直于海岸线 砂岩延伸方向
海滩和沙坝	板状 向海一边低角度(<10°) 泻湖一边高角度(>20°)	单峰可能双峰 通常顺古斜坡但是可能倒转 垂直于砂岩延伸
海洋陆架砂体	板状 角度很低海槽外部	多峰—随机
浊积岩	板状或者不存在 角度很低海槽外部 罕见	单峰 顺古斜坡 砂岩延伸方向

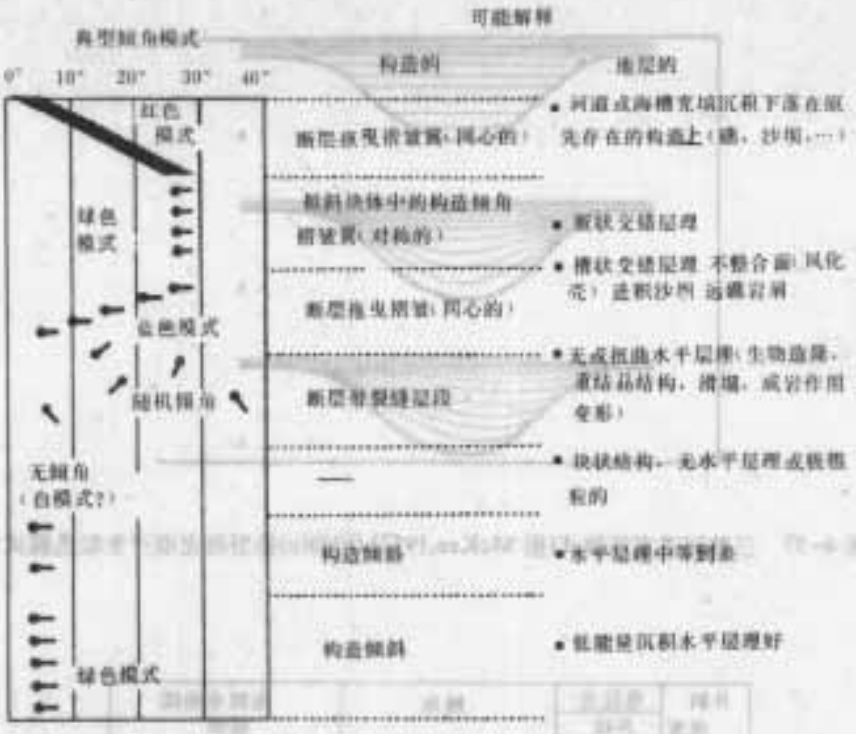


图 4-34 倾角群的分类(据 Gilreath 等，1964)

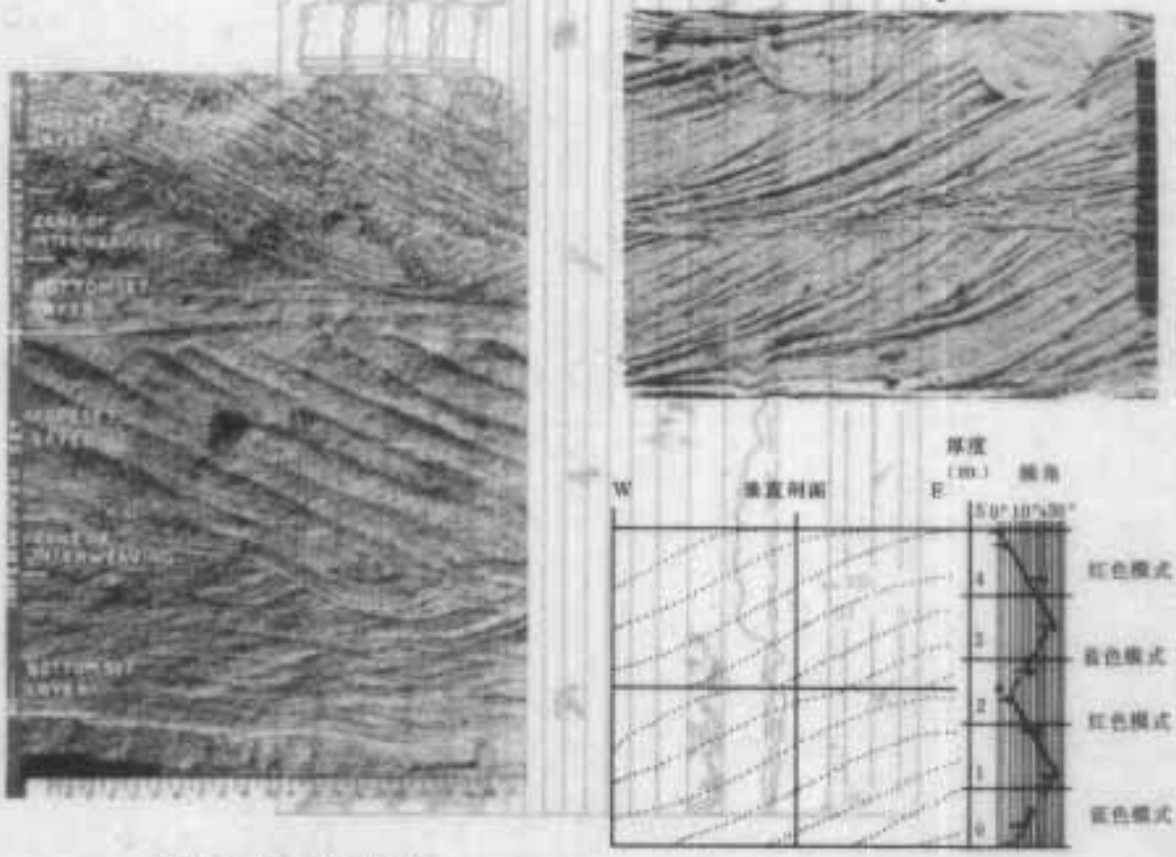


图 4-35 前积的例子(引于 Reineck 和 Singh,1975)

图 4-36 红色模式的例子

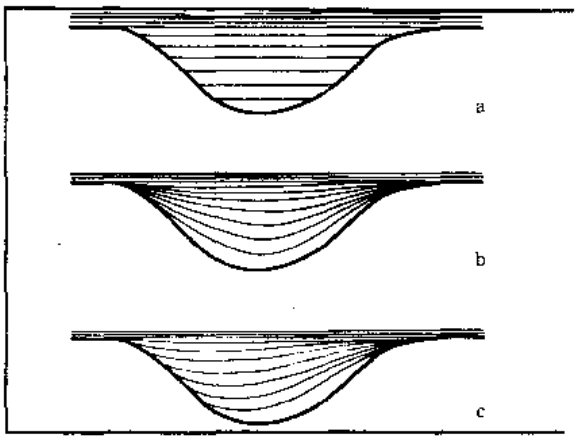


图 4-37　三种河道充填模式(据 McKee,1957),(b)和(c)类型的充填产生红色模式

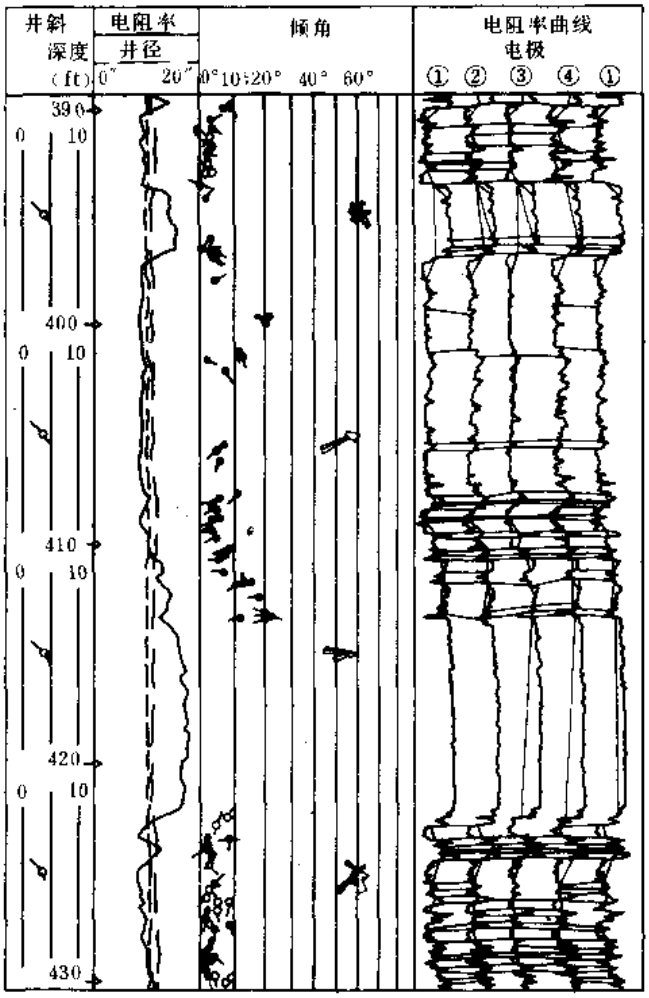


图 4-38　由沿岸沙坝的披盖引起的红色模式

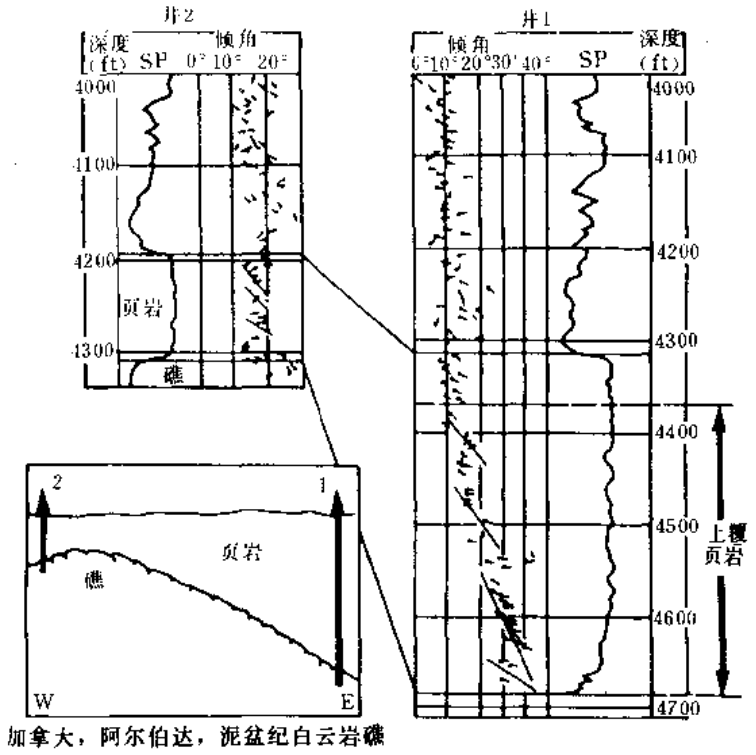


图 4-39　山墙的披盖引起的红色模式

图 4-41 说明了河流沉积的情况。孤立的蓝色模式解释指示搬运方向指向 N；类似的孤立红色模式解释指示呈凹形的河道（“槽”）充填，河道轴看上去差不多为 N-S；蓝色和红色模式相当于曲流沙坝（“沙坝前缘”或者“流槽沙坝”）的发育。河道轴看上去差不多为 N-S，而且偏东。还可以在砂岩的底部看到许多交错层理，而向顶部沉积倾角的角度增大，与一部分水流能量的减小和另一部分的粒度有关。间隔的顶部由洪泛平原沉积构成。这个例子和图 4-35 所示的例子相似。同样可以与图 4-42 的例子比较，说明是在露头上测量的倾角。

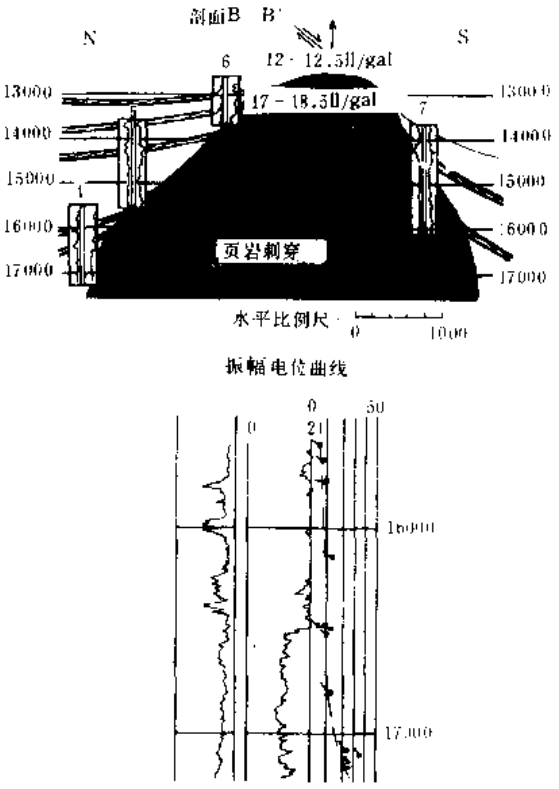


图 4-40　山盐隆引起的红色模式

4.4. 倾角测井的自动分析

4.4.1. 历史的回顾

作为记录沉积岩结构和构造信息原始资料的倾角测井的意义在前面的字里行间已经清楚地表露出来。这些信息对于确定测井相以及沉积相和环境来说极为重要，这一点人们不是不

知道。

而且，这些信息具有定性性质：电阻率曲线的外貌、地层界限的性质、倾角随着深度的演变……。因此，在现阶段的分析，测井相的自动确定只能设想通过倾角测井提供的资料定量化及其借助于 GEODIP 或者 LOCDIP 类型的程序处理来实现。

另一方面，为了使这些资料发挥作用，应该是归并为与其它测量仪器一样的采样间距或者在深度没有完全校准以后借助于电测层或电序列。

HDT 和 SHDT 倾角测井实际上采样只有 0.2in（5mm）或者 0.1in（2.5mm），不超过 6in（15cm），对于老式大型仪器至多只有 1.2in（3cm）。

原先建立的方法包括确定一定数目的参数——以后一一列举和解释——描述曲线和使用 GEODIP 处理的结果。

VAR：这个参数相当于 12in 间隔内四条曲线的电阻率方差。它表示地层是均一的（方差极低）或是不均一的（方差极高）。

FRE：这个参数确定同一间隔内由形态识别程序识别的事件数目。

SHA：这个参数给出事件的形态概念：尖锐的或者圆形的。

ALT：这个参数提供事件的平均厚度，这最后一个参数使用 GEODIP 程序确定，而且用来定义"矢量模式"（参数 P_q）。

DEN：这个参数确定由 GEODIP 程序求得的事件之间的相关数目。

如果这些事件彼此之间不相似，而且不容易相关（砾岩或者礁建造的情况），那么频率（FRE）可能高而相关密度低（DEN）。

BAL：这个参数确定"谷"事件平均厚度与"峰"事件平均厚度的比。如果峰相当于砂岩层，而谷相当于粘土层（图 4-43），那么可以直接使用这个参数作为砂泥比。

RES：用这个参数计算间隔的平均电阻率。

这些参数可以在具有 6in（15cm）重叠的 1ft（30cm）的间隔上计算。在这种情况下可以根据与其它测井方法一样的采样间距深度求得其中的每一条曲线。这就是由倾角测井得出的这些曲线，被称为"综合的"曲线。图 4-44 给出与 GEODIP 提供的结果对比的这些曲线的一个例子。

同样可以计算相当于电测层间隔内的这些参数。在这种情况下我们提出描述电测层结构的数值规定（均一或者不均一、块状或者层状、存在水流特征……）。

其中有些参数有时有强相关性。因此，在已介绍的例子中（图 4-45），可以看到一部分 FRE 和另一部分 FRE 和 ALT 之间的强相关性。相反，DEN 和 FRE 看来与 BAL 不相关。

其中有些参数有时也和自然伽马（图 4-46）和自然电位（图 4-47）这样一些测井强相关。在这两种情况下，就表示粘土纹层极发育。

因此，在下列步骤中采用这些参数以前，它已适合于分析由倾角测井得出的这些参数。

这个是由主成分分析方法（PCA）实现的。看来，一般第一个主成分是地层均一的指示（图 4-48）。

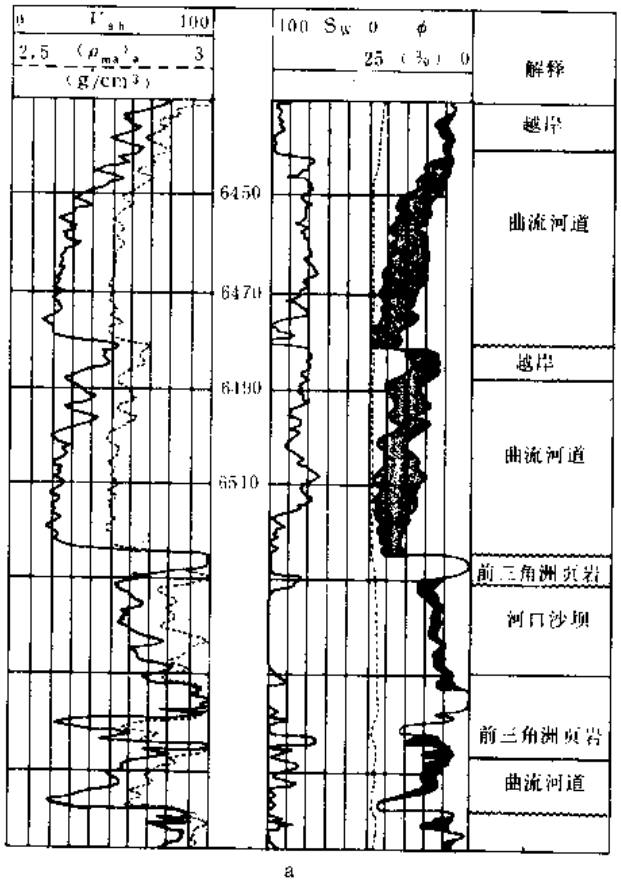
4.4.2. SYNDIP 程序❶

这一程序，由斯伦贝谢（Delhomme 等，1984）公司建立。它取代了以前的方法，保留

❶斯仑贝谢商标。

了仪器的垂直分辨率、分析原始资料和倾角测井（HDT 或者 SHDT）解释的结果——使用 GEODIP 或者 LOCDIP 这样的程序——而且提供一定数目的资料或者后面叙述的综合测井图。它可以计算两个连接相关（ATCL）之间的和两个连接间断（ATBR）之间的地层视厚度。这些间断相当于拐点或者相当于在使用 GEODIP 或者 LOCDIP 处理的过程中确定的导数极值。计算相关的密度或者频率。它相当于 ATCT 的反演。岩层界限的性质由符号表示（缺乏平面性和平行性）。倾角的演变通过两个参数来确定 PAR，它相当于在滑动窗内的倾角球面标准偏差，PACL 是由两个连接面形成的角度。通过间断点数与相关密度比较同样可以确定不均一性。导电的上斜线指示两个基准面。最后倾角及其方位角的平均数值是在采样间距内确定的。一个结果例子如图 4-49 所示。所用的图与地层描述一致。

由倾角测井得出的综合测井图使得突出的事件更加明显，而且使得倾角测井内存在的沉积信息"定量化"。这样就可以采用测井分析更准确地确定相和沉积环境，并进行更完善的地质综合。



a

图 4-41a 组合测井及其解释

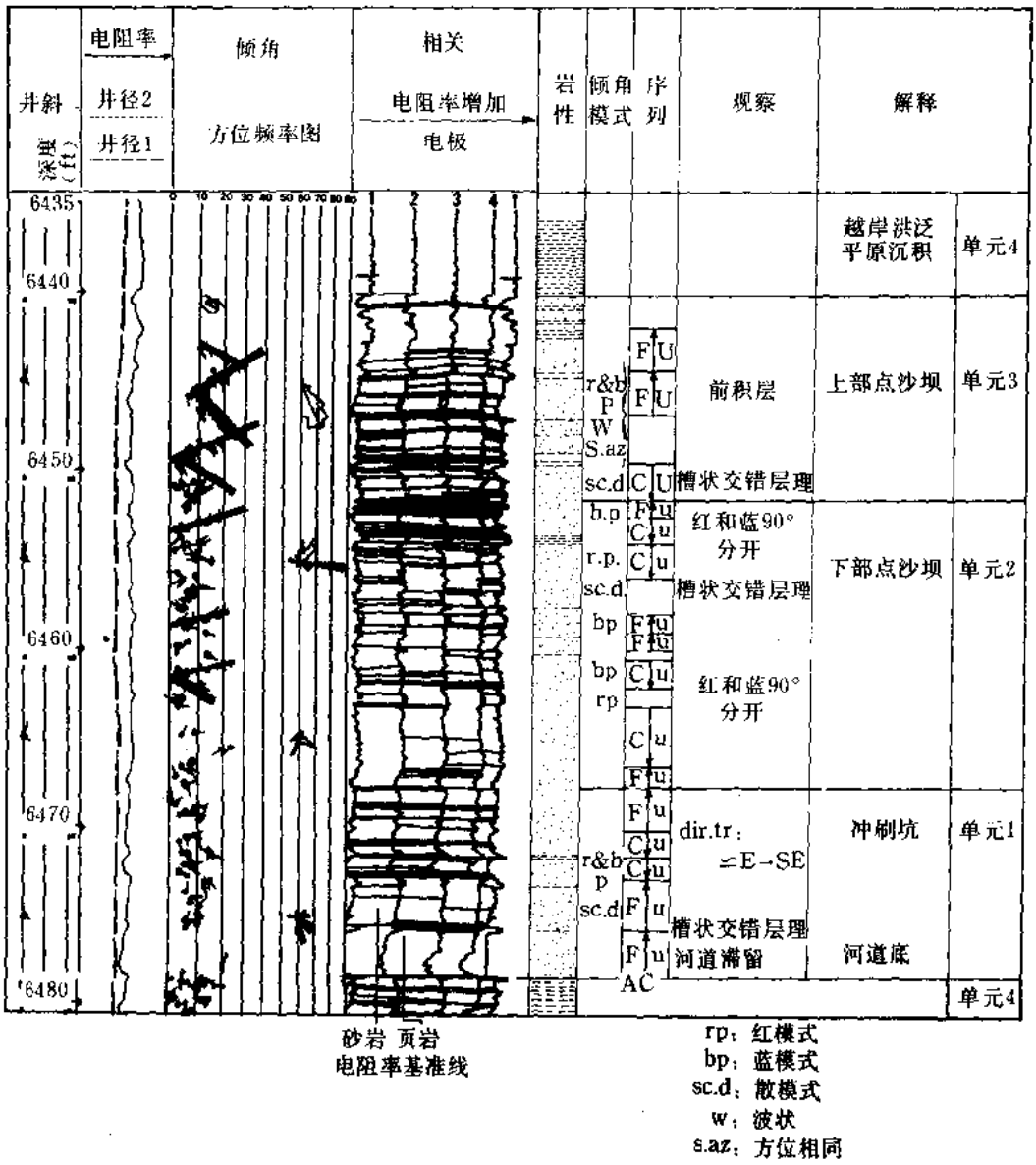


图 4-41b 河流沉积 GLODIP 结果的倾角(据部分)

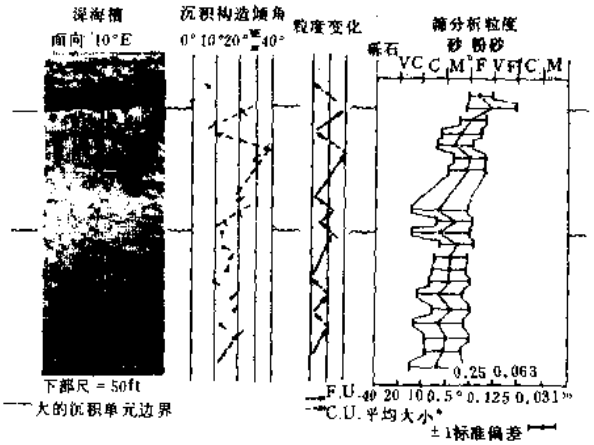


图 4-42 在露头工作的河流层序的倾角测量(据 Steinmetz,1967)

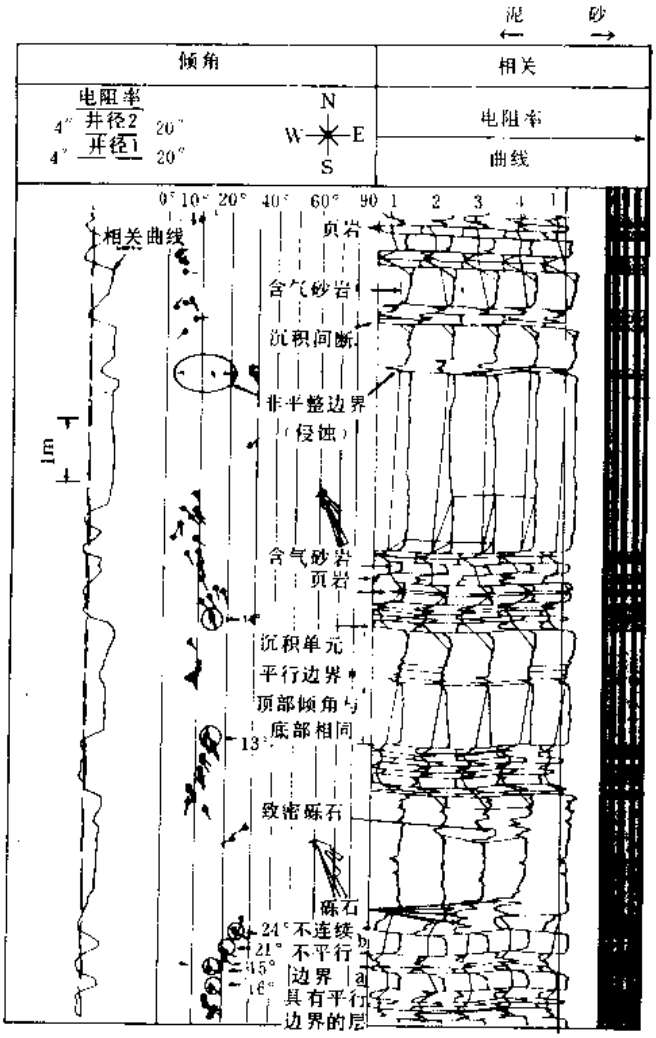


图 4-43 用 BAL 参数容易确定的砂泥比例子

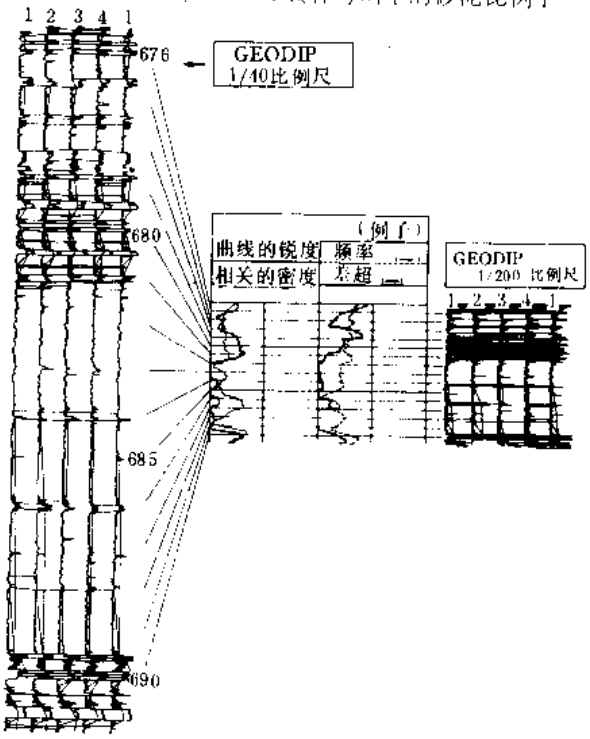


图 4-44 综合测井与 GEODIP 结果比较

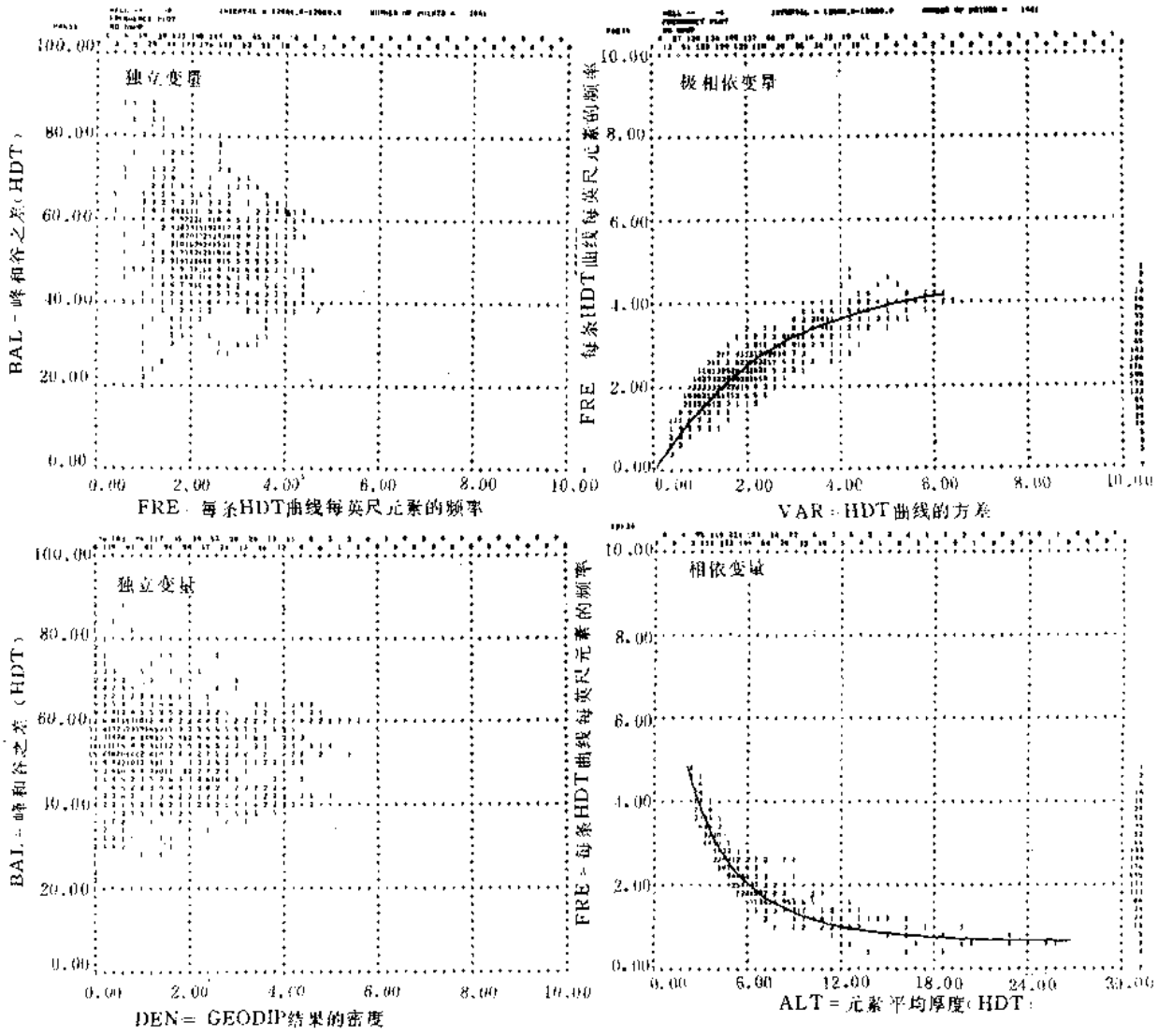


图 4-45　不同综合参数之间的相关

4.5. 倾角测井的沉积学解释

已介绍过的几个例子足以充分证明倾角测井的确包含大量的信息，包括与横穿过岩石的沉积构造一样的结构，与岩层厚度一样的搬运水流的方向。因此可以想象把它归入整个地表沉积学研究的内容。

很明显，HDT 或者 SHDT 仪器无法"看见"所有沉积特征：不可能探测电阻率反差极小的那些特征。同样，由于颜色的变化，只有当这种变化伴随电阻率的变化才能探测到肉眼看不见的特征。同样出现在岩层表面上特征（仪器的压迹、鸟爪子、水滴……）在垂直剖面上没有反射不可能被辨认出来，仪器只分析圆筒形剖面。

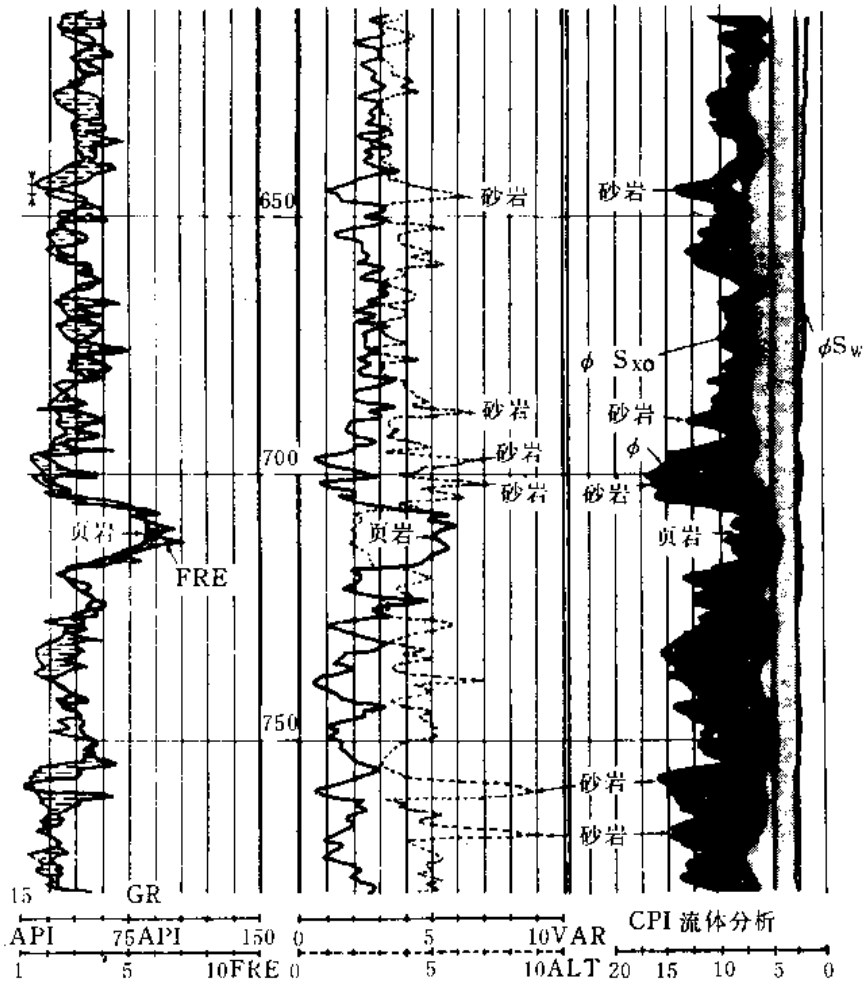


图 4-46　某些综合参数和自然伽马之间的相关

然而应该承认它们探测的所有事件（因此相当于电阻率的变化）实质上表达了地质参数的变化：矿物成分、结构、沉积构造……——在自然条件下正确支撑电极控制井的内壁。

倾角测井的沉积学解释包括证明和解释这些事件。为此观察和分析倾角测井资料 GEODIP 或者 LOCDIP 程序处理的结果。

实际上如果不降低沉积学的意义可以重复使用 CLUSTER 程序处理的结果。为了被人信服可以参看 Gilreath 等（1969）、Campbell（1968）、Goetz 等（1977）的著作和论文——他们未能详细分析曲线和倾角。没有见到带矢量图的曲线，而且另一方面从保留未知数计算倾角开始确定事件。这就引出借助于根据已知间隔内几个事件的相关建立的相关图确定平均的位移，毫无其成因的区别和选择。因此，由此引出的倾角代表本身平均倾角，接近构造倾角，所采用的技术有利于平整层理面和平行层理面的岩层，电阻率曲线上相当的一些事件全都处于同相位，表现出一致的位移，偶尔在相关图上出现一个峰。这就是为什么把 GEODIP 或者 LOCDIP 的结果应用于沉积学更为可取的原因。

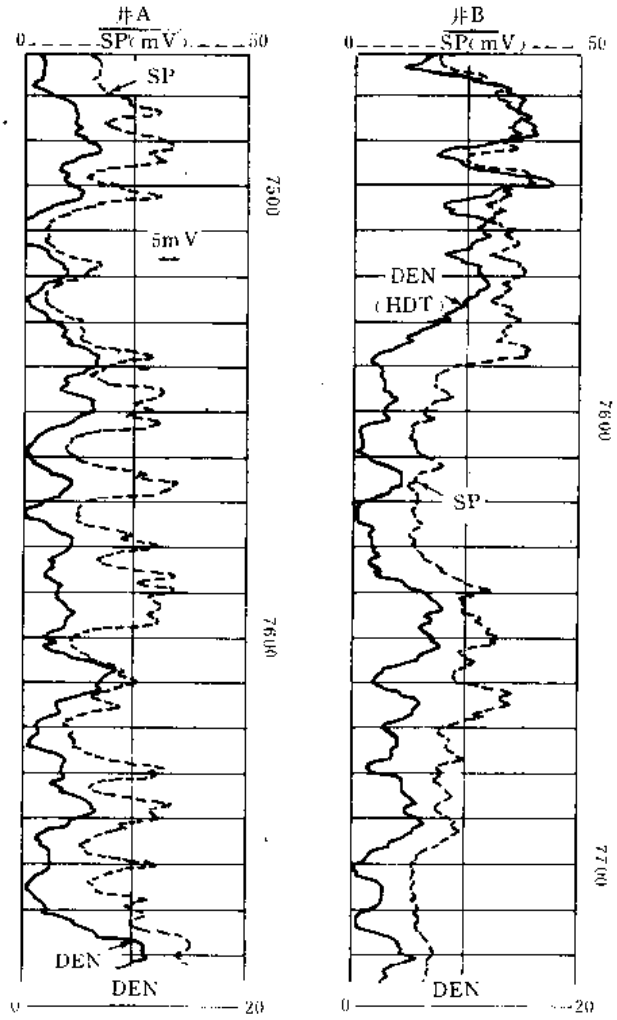


图 4-47　某些综合参数和自然电位之间的相关

解释第一步首先包括观察和分析。为此，把要研究的间隔细分成具有差不多恒定特征的一些带。然后更准确地和尽可能真实地确定每个带和带内每个事件的矿物成分。为此，使用其它测井的资料（岩石密度、中子、声速、自然伽马能谱测井……），在校准深度以后，该深度可以满足 GEODIP 或者 LOCDIP 结果选择的需要。在此以后，观察和解释接触面的性质（突变或者渐变、平整或者扭曲、整合或者不整合）。分析层组类型：简单的或者复合的、平行或者非平行、连续或者不连续；每种类型岩层的厚度及其随深度的演变；水流特征的存在（“压扁、波状或者透镜状层理”），由每条曲线上事件的厚度和倾角数值和方位角的变化揭示出来（图 4-7、图 4-8 和图 4-14）。然后，观察岩石内部的结构，由此说明一部分曲线演变（块状和均一、不均一、显示出递变）和另一部分倾角演变（斜交层理、交错层理、“前积层”……）。同样分析倾角变化的幅度。缺乏变化指示或者是由于能量低，或者相反是由于能量很强。两种假说之间供选择的东西来自一部分矿物性质，或者来自另一部分粒度序列内这种现象的垂直位置和倾角。倾角的重大变化指示搬运水流能量的变化。最后，研究序

列、韵律或者旋回的演变，研究由倾角测井电阻率曲线显示出来的每个序列的厚度演变。

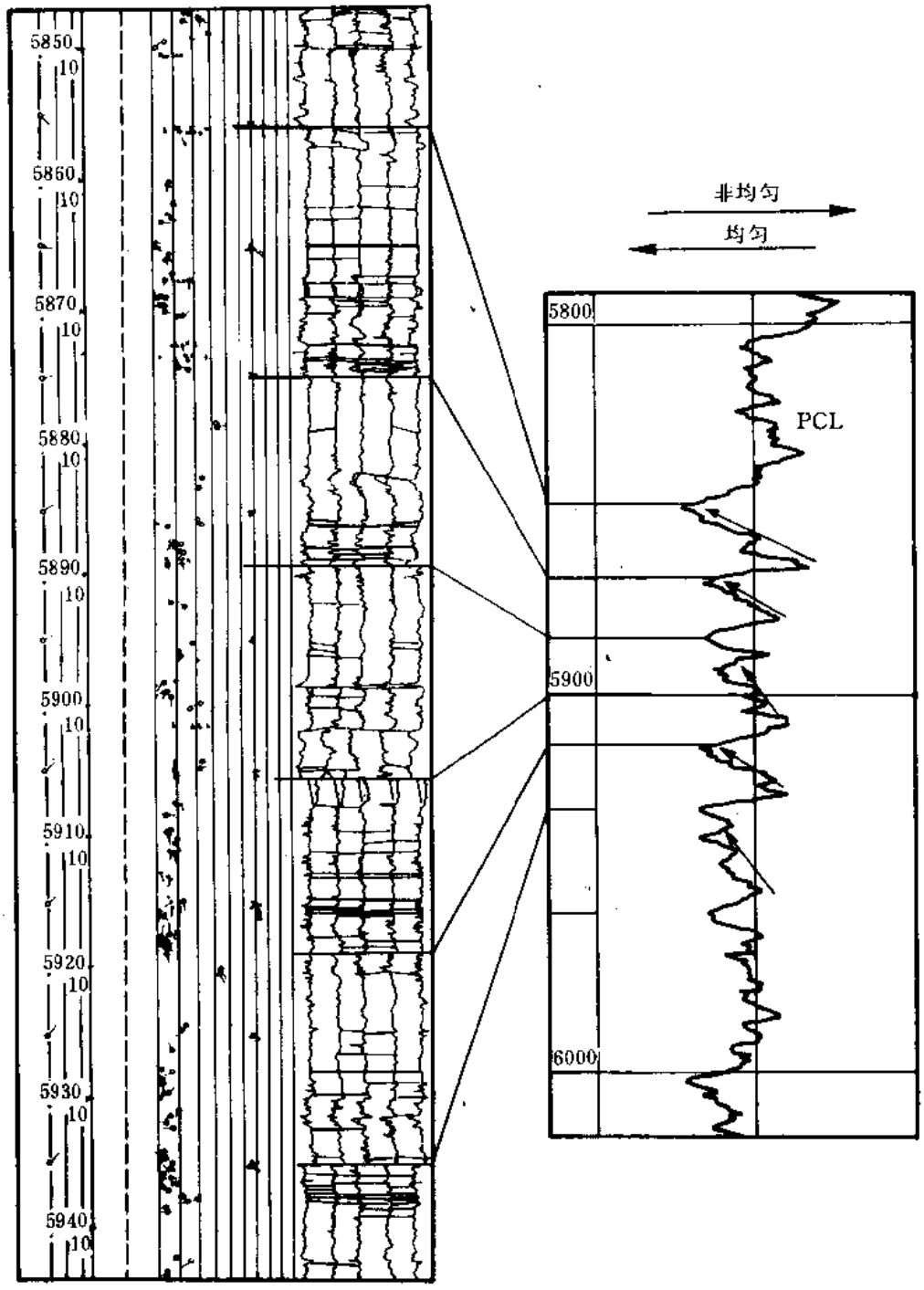


图 4-48　第一个主成分是不均一指示

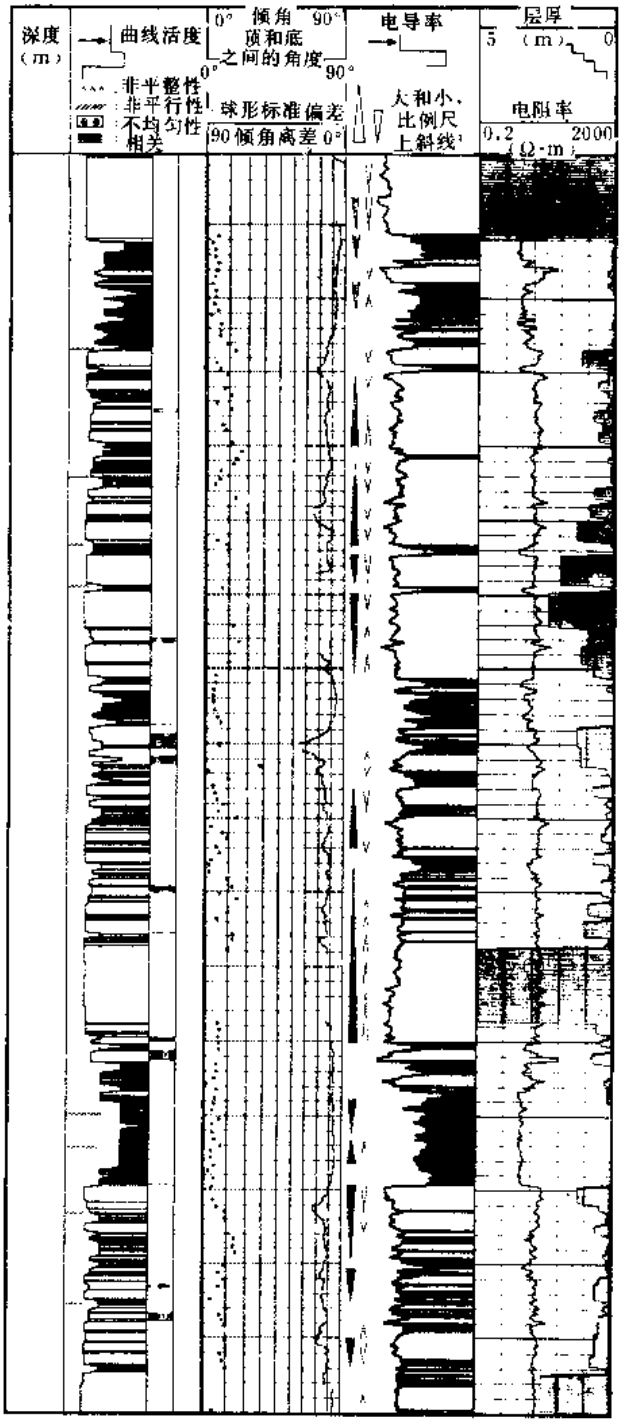


图 4-49　SYNDIP 结果的例子
(据 Delhomme 和 Serra)

中更加严重的后果，正如图 4-51 的例子所示。

第二步相当于严格意义上的解释。它在于想出似乎最能适合于观察事实的环境模式。实际上，更多地使用消去法进行，采用我们可能已经掌握的地层、区域、盆地的知识。而且并没有忘记结合详细观察得来的资料（海绿石的存在、炭屑、磷酸盐、贝壳；重矿物；粒度、粒度测定分选性、胶结物的性质或者粘土，…）。无论如何，只能通过测量来确定每个间隔的沉积环境和相。图 4-50 给出使用 GEODIP 程序处理的倾角测井解释的一个例子。倾角测井资料的解释是后面章节将要详述的内容。

这些观察可以归纳到表 4-4。表中给出在程序如 GEODIP 或者 LOCDIP 处理的倾角测井上标出的主要特征列表。

可以采用表 4-4 来记录全部的观察结果。在补充部分，已经根据 GEODIP 或者 LOCDIP 程序处理的资料，在消去构造倾角以后，在沉积单元或者在相当于同一沉积环境的全部相上建立了倾角和方位角玫瑰图。还证实了方位角的单峰、双峰或者多峰特征（图 4-50）。这些资料补充了地层的描述，而且能够明确指出搬运水流的方向。

由前所述看来似乎很明显，所得到的倾角测井与地表的所有沉积学研究相结合，为沉积环境的重建准备了条件。这就是为什么倾角测井及其使用 GEODIP 或者 LOCDIP 类型的程序处理应该永远做为记录测井图的规定部分的原因，其原因不仅在勘探上，同样，而且可能特别是在开发上，至少当条件有利时：地层倾角和仪器轴之间的视角度大于 50°、不太成椭圆形井孔、EMEX 的选择合适。新的 SHDT 仪器的引进应该能够获得能具备条件的一些有价值的资料，但也带来分析

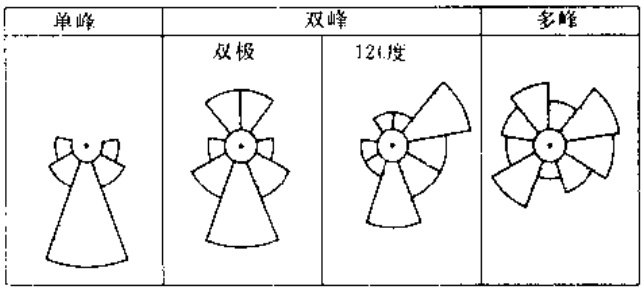


图 4-50　方位角玫瑰图的分类(据 Selley.1968,引于 Pettijohn,1975)

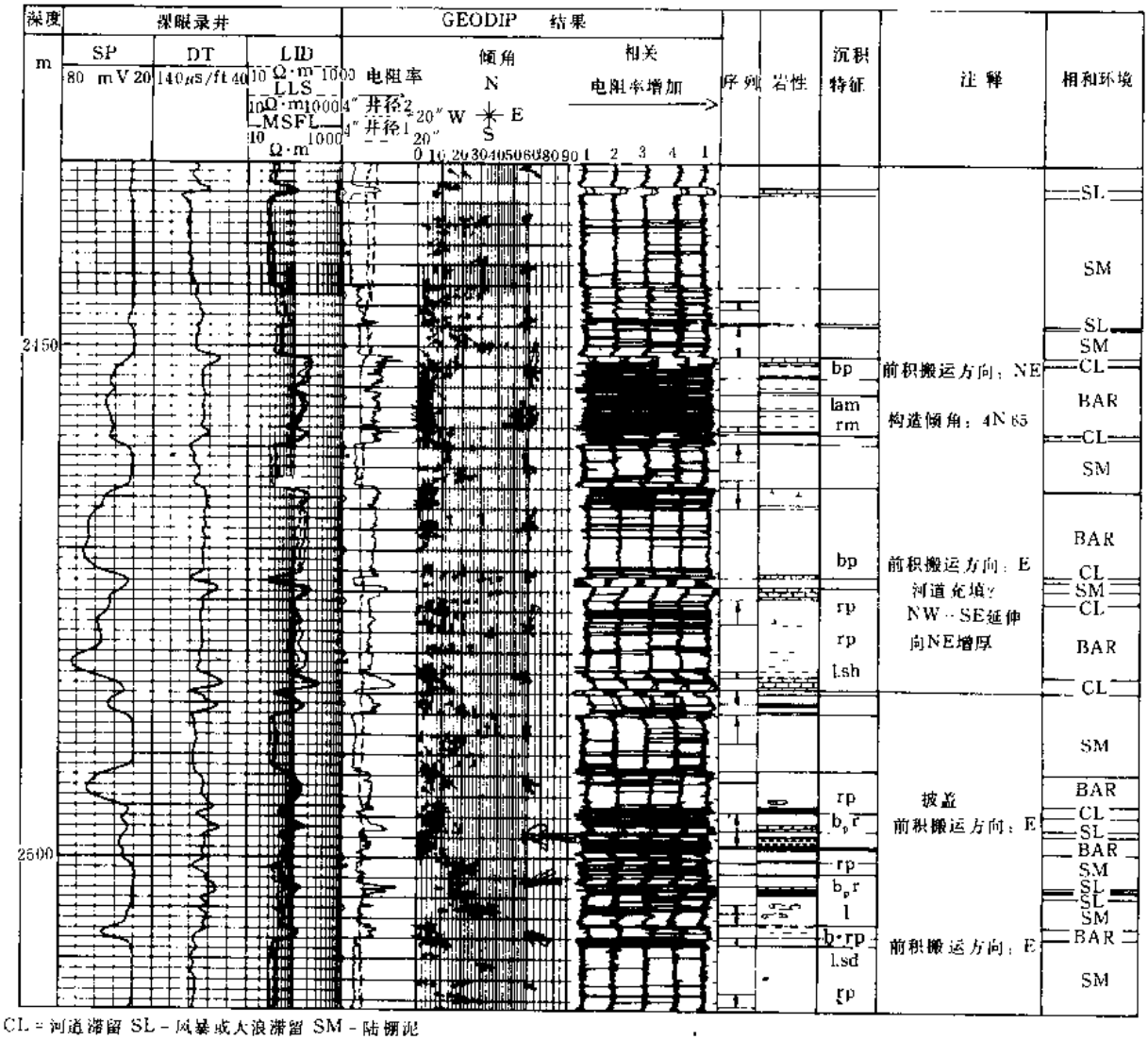


图 4-51　GEODIP 结果使用相和环境术语解释的例子

表 4－4　能寄存已知间隔倾角测井观察集的打印卡片

井　　间隔:　　开始: .....停止: .....

1. WD 井径曲线	冲去	□
	脱去	□
	缩径	□
	剥离	□
	坍塌	□
	不变	□
	轻微	□
	钻头过筛	□
	泥饼	□
	崩落	□
2. 曲线活度	高	□
	中	□
	低	□
	无	□
3. 导电性	高	□
	中	□
	低	□
	很低	□
4. 变化幅度	高	□
	中	□
	低	□
5. 偏离平均值的变化方向	导电少	□
	导电多	□
6. 间隔之间的曲线形态	钟形	□
	漏斗形	□
	圆筒形	□
7. 相关的密度	高	□
	中	□
	低	□
	无	□
8. 非相关事件	存在	□
	导电多	□
	导电少	□
	薄	□
	中	□
	厚	□
	不存在	□
9. 界面的性质	尖锐	□
	平整	□
	不平整	□
	(4 个倾角组合) (~~~~~~~~ 符号 LOCDIP 或者 SYNDIP)	
	扩散	□
10. 相继倾向(平行)之间的角度	低	□
	中	□
	高	□
11. 倾角模式	绿色	□
	蓝色	□
	红色	□
	散布	□
12. 方位角频率图	单峰	□
	双峰	□
	散布	□
13. 韵律	单个	□
	重复	□
	周期性	□
14. 导电层的厚度演变	向上变厚	□
	向上变薄	□
15. 电阻层的厚度演变	向上变厚	□
	向上变薄	□
16. 井斜	无	□
	低	□
	高	□
	角度 ……	
17. 仪器旋转	无	□
	低	□
	快速	□

参 考 文 献

BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1980). – Orlgin of Sedimentary Rocks. 2d ed. *Prentice–Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.*

BOERSMA, J.R., MEENE, E.A. van de, & TJALSMA, R.C. (1968). – Intricated cross–strati fication due to interaction of a megaripple with its lee–side system of backflow ripple (upper point bar deposits, lower Rhine). *Sedimento logy*, **11,** *p. 147–162.*

CAMPBELL, C.V. (1967). – Lamina, Laminaset, Bed and Bedset. *Sedimentology*, **8,** *p. 7–26.*

CAMPBELL, R.L. (1968). – Stratigraphic applications of dipmeter data in Mid–Continent. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **52,** *p. 1700–1719.*

CAROZZI, A.V. (Ed.) (1975). – Sedimentary Rocks. *Benchmark Papers in Geology*, **15,** *Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.*

Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz naturel (1966). – Essai de Nomenclature et Caractérisation des principales Structures Sedimentaires. *Ed. Technip, Paris.*

Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz naturel (1974). – Methodes modernes de géologie de terrain. 1–Principes d'analyses sédimentologiques. *Ed. Technip, Paris.*

COLLINSON J.D. & THOMPSON, D.B. (1982) – Sedimentary Structures. *George Allen & Unwin Publ. Ltd., London, Boston, Sydney.*

DELHOMME, J.P., & SERRA, O. (1984). – Dipmeter–derived logs for sedimentological analysis. *SPWLA, 9th Europ. Log. Symp. Trans., Paris.*

DICKEY, P.A. (1979). – Petroleum Development Geology. *Petroleum Publishing Co. Books, Tulsa.*

FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. (1978). – Principles of Sedimentology. *John Wiley & Sons, New York.*

GARY, M., McAFEE, R.Jr. & WOLF, C.L. (1972). –Glossary of Geology. *Amer. Geol. Institute, Washington, D.C.*

GILREATH, J.A. & MARICELLI, J.J. (1964). – Detailed Stratigraphic Control through dip Computations. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **48,** *12, p. 1902–1910.*

GILREATH, J.A., HEALY, J.S. & YELVERTON, J.N. (1969). – Depositional Environments Defined by Dipmeter Interpretation. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, **19,** *p. 101–111.*

GILREATH, J.A. & STEPHENS, R.W. (1971). –Distributary Front Deposits *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, **21,** *p. 233–243.*

GOETZ, J.I., PRINS, W.J. & LOGAR, J.F. (1977). –Reservoir Delineation by Wireline Techniques. *Paper presented at 6th Ann. Conv. Indonesia Petroleum Assoc., Jakarta, May 1977.*

HEPP, V. & DUMESTRE, A.C. (1975). – CLUSTER – A method for selecting the most probable dip results from dipmeter survey. *SPE of AIME, 50th Ann. Fall Mtg., Dallas,*

Paper SPE 5543.

HOBSON, G.D. & TIRATSOO, E.N. (1975). –Introduction to Petroleum Geology. *Scientific Press Ltd, Beaconsfield, England.*

INGRAM, R.L. (1954). – Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **65**,*p. 937–938.*

JUNG, J. (1958). – Precis de petrographie. *Masson, Paris.*

KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. (1963). –Stratigraphy and Sedimentation. 2d ed. *W.H. Freeman & Co., San Francisco.*

LANDES, K.K. (1951). – Petroleum Geology. *John Wiley & Sons, New York.*

LEET, L.Don, JUDSON, S. & KAUFFMAN, M.E. (1978). – Physical Geology. 5th ed. *Prentice–Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.*

LINK, P.K. (1982). – Basic Petroleum Geolic *OGCI Publications, Tulsa.*

LOMBARD, A. (1956). – Géologie Sédimentaire. Les séries marines. *Masson & Cie, Paris.*

LOMBARD, A. (1972). – Séries sédimentaires. Genése – Evolution. *Masson & Cie, Paris.*

McGOWEN, J.H. & GARNER, L.E. (1970). –Physiographic features and stratification types of coarse–grained point bars: Modern and ancient examples. *Sedimentology*, **14**, *p. 77–111.*

McKEE, E.D. (1957). – Flume experiments on the production of stratification and cross–stratification J. Sediment Petrol, **27**, *p. 129–134.*

McKEE, E.D. & WEIR, G.W. (1953). – Terminology for stratification and cross–stratification in sedimentary rocks. *Bull. geol. Soc. Amer.*, **64**, *p. 381–390.*

OTTO, G.H. (1938). – The sedimentation unit and its use in field sampling. *J. Geol.*, **46**, *p. 569–582.*

PAYRE, X. & SERRA, O. (1979). – A case study – Turbidites recognized through dipmeter. *SPWLA, 6th Europ. Log. Symp. Trans., London, paper K.*

PERRIN, G. (1975). – Comparaison entre des structures sédimentaires à l'affleurement et les pendagemètries de sondages. *Bull. Centre Rech. Pau–SNPA*, **9**, *p. 147–181.*

PETTIJOHN, F.J. (1975). – Sedimentary Rocks. 3d ed. *Harper & Row, Publishers, New York.*

PETTIJOHN, F.J. & POTTER, P.E. (1964). –Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures. *Springer, New York.*

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972). – Sand and Sandstone. *Springer, New York.*

PIRSON, S.J. (1977). – Geologic Well Log Analysis. 2nd ed. *Gulf Publishing Co., Book Division, Houston.*

POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. (1977). – Paleocurrents and Basin Analysis. 2d ed. *Springer, New York.*

PRESS, F. & SIEVER, R. (1978). – Earth. 2d ed. *W.H. Freeman & Co., San Francisco.*

READING, H.G. (Ed.) (1978). – Sedimentary Environments and Facies. *Blackwell Scientific Publications, Oxford.*

REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1975). –Depositional Sedimentary Environments.

Springer, New York.

REINECK, H.E. & MUNDERLICH, F. (1968). –Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11,** *p. 99–104.*

RUSSELL, W.L. (1951). – Principles of Petroleum Geology. *McGraw–Hill Book Co, New York.*

SCHEIDEGGER, A.E. & POTTER, P.E. (1967). –Bed Thickness and grain size; Crossbedding. *Sedimentology*, 8, *p. 39–44.*

Schlumberger Ltd (1974). – Log Interpretation. Volume 11– Applications.

Schlumberger Technical Services, Inc. (1982). –Essentials of NGS Interpretation..

Schlumberger Technical Services, Inc. (1983). –Well Evaluation Conference India, Dec. 1983.

SCHOLE, P.A. & SPEARING, D. (Ed.) (1982). –Sandstone Depositional Environments. *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem.* **31.**

SCHWARZACHER, W. (1953). – Cross–bedding and grain–size in lower Cretaceous Sands of East Anglia. *Geol. Mag.*, 90, *p. 322–330.*

SCOTT, K.M. (1966). – Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, Chile. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 50, *p. 72–107.*

SELLEY, R.C. (1978). – Ancient Sedimentary Environments. 2d ed. *Chapman & Hall, London.*

SELLEY, R.C. (1976). – An Introduction to Sedimentology. *Academic Press, London.*

STEINMETZ, R. (1967). – Depositional history, primary sedimentary structures, cross bed dips, and grain size of an Arkansas river point bar at Wekiwa, Oklahoma. *Rep. F67–G–3.* In: *Reineck & Singh, 1975.*

VATAN, A. (1954). – Pétrographie sédimentaire. *Ed. Technip, Paris.*

VINCENT, P., GARTNER, J. & ATTALI, G. (1979). – GEODIP – An approach to detailed dip determination using correlation by pattern recognition. *J. Petroleum Technol., Feb. 1979, p. 232–240.*

WALKER, R.G. (Ed.) (1979). – Facies Models. *Geoscience Canada, reprint series 1, published by Geol. Assoc. Canada.*

第 5 章　关于相和序列的信息（岩石的描述）

5.1.　一般概念的回顾

自从 Gressly（1838）引入“相”一词以后，人们曾经使用过不同的词义，此外引起了许多争论。而且为了阐明这个问题，并没有重新展开讨论，因此使我们联想起下面从各个不同地质角度提出的很接近的定义。

1）Haug（1907）：“在一已知的地方沉积的沉积物的岩性和古生物特征的总和”；

2）Moore（1949）：“地表上有限的任何一部分，其地层单元具有的特征明显不同于其它一部分的单元”；

3）Selley（1970）：“根据其几何形态、岩性、沉积构造、古水流类型及其化石可以确定并且可以与其它的沉积体区分的一种沉积岩体”。

尽管相可以在同一地层单元内不同层位上被发现，但是，显然在这些词义中，相必然既具有地层学上又具有地理学上的有限的引伸词义。

不过，地质学家曾经注意到在地层单元内观察到的相可能与不同时代的或者世界其它地区的其它单元内观察到的相具有很大的相似之处。这是由于这些具有相同外貌的不同总体，是在相同的物理化学条件下沉积的结果。

因此，可以从更一般的含义上把“相”一词应用于指明具有相同外貌动物群或者植物群的沉积岩。尽管时代上不同，但是只作为反映它们沉积时所处的那些相同的物理化学条件。

按照我们的词义，“相”一词具有以上定义的更广泛的含意，而且它总是描述性的，没有成因或者环境的内涵。它相当于从地表上可探测到的岩性、构造和生物特征的总和引出的沉积岩总的外貌，而且有可能不同于火山岩。

这些特征是由沉积物沉积时所处的一部分物理、化学和生物条件造成的，而且另一部分在其沉积以后可能经受过演变。

这就是在识别这种相时为什么从特征和结构开始，它包括垂向和侧向序列的演变与相邻相的时空关系，形成时期的区域大地构造格局，由此我们可以推断其成因，其沉积环境及其地质历史。

在 Selley（1970）以后，人们接受由五种参数定义的相，即：几何形态、岩性、古生物（这就是说其伴生的动物群或者植物群作为沉积环境的指示）、沉积构造和古水流类型。

从广义来说，序列是“为了说明其整个地质历史的相对位置和年龄、按年代次序排列的地质事件、地质作用或者岩石的顺序”（美国地质调查所，地质名词典）。

Lombard（1956）曾引入岩性序列的概念，他定义为“两种岩性界限的层系至少形成自然层系、层理接合的地方没有其它的重要间断、厚度未加以考虑”。

它区分为三种等级的序列：“薄，指微观尺度（例如纹泥）；中等，指宏观尺度（例如煤炭）；大，指巨观尺度（例如阶，系）”。

用这些概念我们可以另外考虑到粒度序列的三种等级，在同样矿物成分的层系（砂或者砂岩），突出粒度的垂直变化：粗粒、中粒、细粒到极细粒。

按照序列等级的顺序次序，我们把一种韵律（顺序 ABC，ABC，AB，……）说成是韵律沉积作用，或者把一种旋回（ABCBA）——后面这种类型的沉积作用说成是极罕见的旋回。

最后，如果我们想要按照时间表示叠复序列的顺序，那么我们可以说成是垂直序列，如果我们想要指示在同一环境的不同部位同时沉积的几种岩性界限的关系，而且构成连续性，那么我们可以说成是侧向序列。

测井相和序列分析的重要性如下：在古代层系的研究中，无论是沉积环境的重现还是古地理的重建，唯一方法在于研究相及其侧向和垂向序列的分布。环境内所存在的物理、化学和生物条件，我们只能通过确定沉积物上留下的痕迹才能辨认。其中，原生沉积特征，由于它们是在原地生成的，因此引起人们极大关注。序列，至于序列方面，将揭示时空内的这些条件的变更。将分析结果与就象由 Walker（1976）建立在现代环境基础上定义的一样的相模式进行比较，通过类比，通过应用 Hutton（1985）和 Lyell（1830）引入的均变论或者现实主义学说："将今论古"，有可能确定沉积环境。

5.2. 使用不同测井图的捷径

5.2.1. 历史的回顾

看来，这是美国扇贝贝壳（SHELL—PECTEN）公司的工程师，在 1956～1957 年前后，如同沉积学家一样首次提出解释不同测井图的概念。其实它们是一致的，在密西西比河三角洲内，自然电位（P.S.）曲线，具有特征的图形，似乎每一个相当于一种相的特殊砂体。当分析自然电位曲线上砂泥岩之间接触面类型（突变或渐变）和曲线的特征（光滑或者齿化、下凹、直线状、上凸）时，我们可以参看如图 5-1 所示的分类。

Pirson（1970，1977）把每种图形与沉积环境和相联系起来，并根据曲线的曲率给出海进或者海退沉积作用速度的解释（图 5-2）。

这种分析方法，既很快速又很综合，不同地质学家都曾解释出相的成果图。

选择 P.S.曲线的基本理由显然大家都是知道的（其它测井图通常毫无价值，电阻率测井受油气存在影响太大；大量的探测需要研究……），而且只有在砂泥质碎屑沉积物中才真正可行，既然它在大多数情况下反映泥质百分含量和粒度测定，那么当时我们应当认识到这种单条曲线的使用通常是不适合于明确地确定的沉积环境和相的，而且当时还应当认识到，再说，由于对 P.S.偏转的影响"干扰"，它可能造成解释上的错误（R_t 的影响、侵入的影响、压实带 R_s / R_w 反差的影响、厚度的影响……）。最后，如果 R_{mf}—R_w 反差不足，那么这种曲线不能解释。这就是为什么相、沉积环境，只能专门使用单条曲线外形确定的原因，特别是当我们想把这种方法推广应用到其它一些类型的沉积物：碳酸盐岩和蒸发岩研究时。

5.2.2. 测井相的概念

正如前面一些章节已经论证的，每一种测井图在不同程度上提供了矿物成分、结构、沉积构造特征的信息，即使有时以隐含的方式存在。

每一种测井图在其它序列方面提供岩石性质的特殊图谱。

如果在某些情况下，一种或两种图谱，即一种或两种测井图，可以足够确定岩石的特征（海湾海岸砂泥序列自然电位和电阻率曲线形态解释的例子），那么，当时解释整个测井资料更为可取。其数目，其多样性及其补充性实际上使得我们有可能建立岩石的特征图谱，包括

其化学、矿物或者原子成分、结构及沉积构造特征。这些特征很容易确定，而且由于测井图的数目愈多图谱愈丰富，解释中的模棱两可的风险愈少。

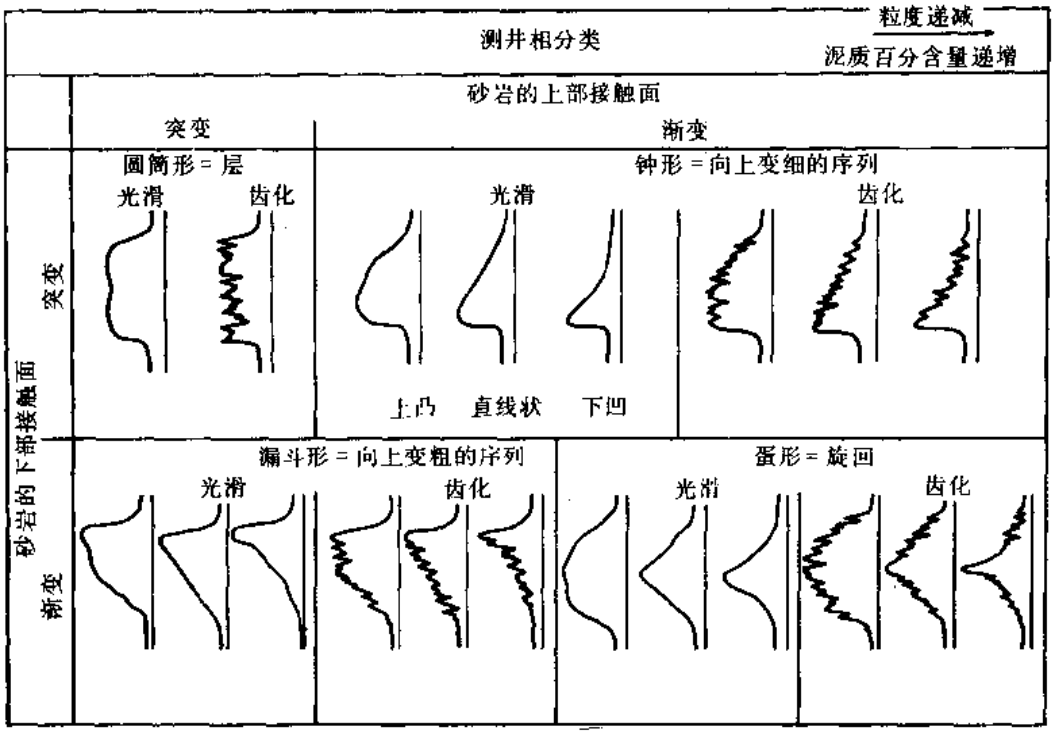


图 5-1　根据自然电位曲线形态的测井相分类

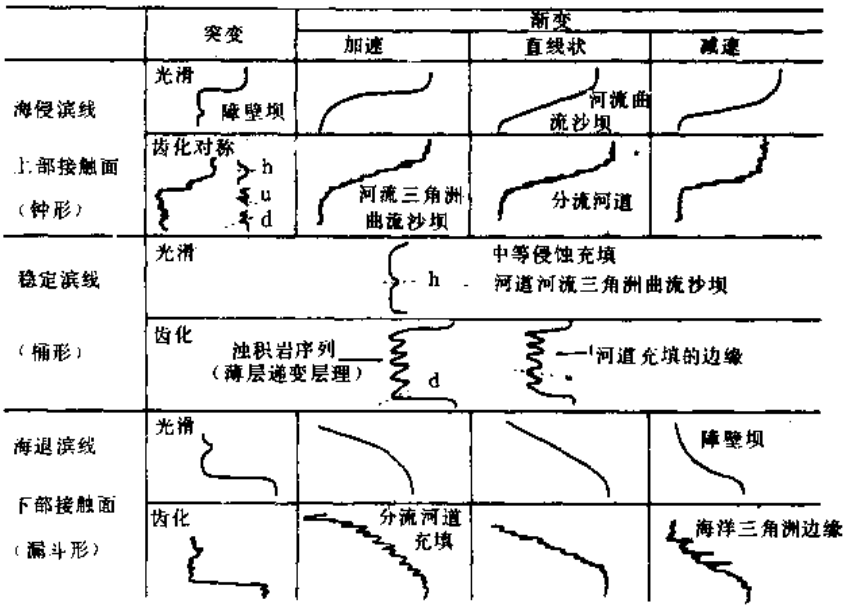


图 5-2　根据沉积模式 P.S.曲线形态的分类

另一方面，古水流类型和搬运水流方向时常借助于 HDT 仪器的 GEODIP● (第 4 章) 程序或者 SHDT 仪器的 LOCDIP 程序处理的倾角测井显示出来。

最后，几何形态一方面由地层的真厚度确定（只有倾角测井才能确定），而且另一方面由地层的侧向延伸确定。这只能根据井间建立的对比和根据前人资料的等厚度图成果确定 (图 5-33)。

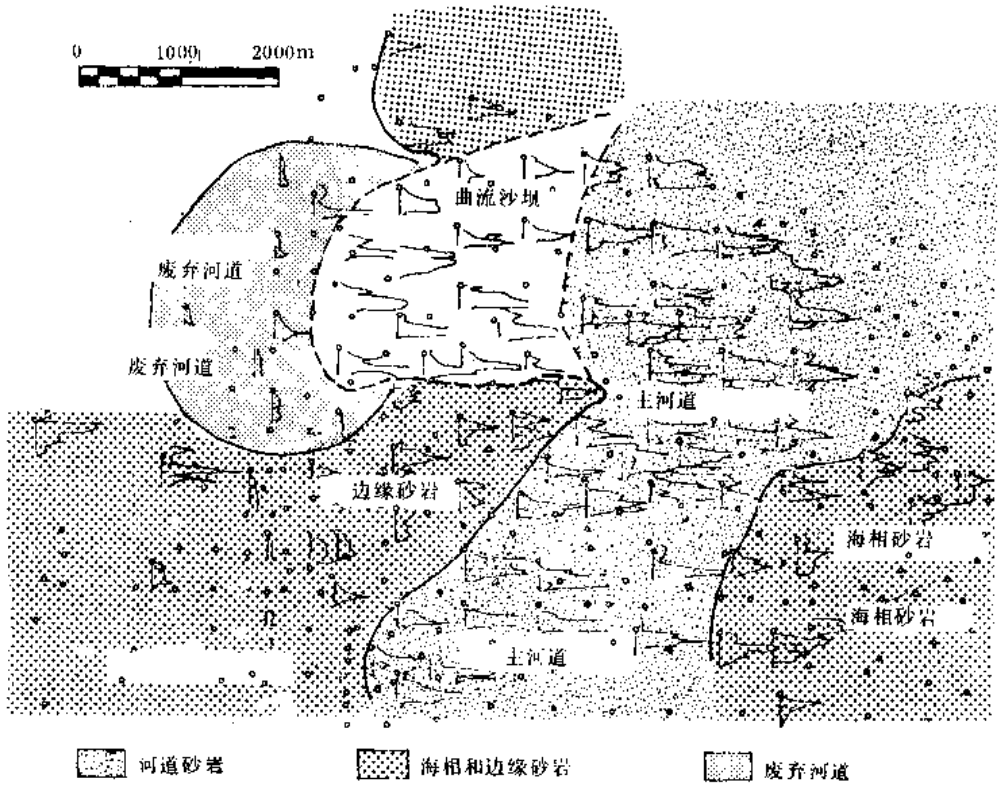


图 5-3　根据电阻率曲线形态的相分布(据 Lennon,1976)

至少根据 Moore (1949) 说的岩相的大多数参数可以确定相，同样可以由测井图直接得到。

因此，后者能更好地重建实际相的图象。确实的特征图象，虽然不完整，有时"混乱"，但总是普遍性和客观性的图象。

如果测井图的作用多种多样而且相当丰富，最好包括不同的地质参数，那么图象完全可以被确定。换句话说足够丰富而详细的图谱完全可以被确定，因此我们同意一种新的岩相表示已涉及到测井资料。这就是指我们已经取名为"测井相"一词的 (Serra, 1970) 这种准相。这种准相我们可以给予下列定义：

"表征地层的测井响应总和，而且有可能不同于周围的测井响应" (Serra, 刊于测井评价会议，阿尔及利亚，1979)。

因此，构成它的要素是所有测井响应（电、核、声、倾角测井……），不但包括定性方

●斯仑贝谢商标。

面（曲线的特征），而且包括定量方面（测井的参数数值）。

测井相构成要素比相要素多得多，这里相同指它的相当部分，它包含包括在相定义中的一些参数。

可是有人讲，确实沉积学从未重视相定义中的这样一个参数，这就是占据岩石孔隙空间的流体。如果在露头上它通常不存在或者没有意义，在地下它总是存在的，而且它影响其中大多数测井仪器的响应。因此人们不可能消除这种影响，它实际上包括在测井相的定义内。因此同一种地质相可能相当于具有岩石内存在的流体性质的几种测井相：天然气、石油、淡水或者咸水。乍看起来这可能对测井相概念及其应用产生重大影响。实际上它并没有什么重要，因为测井的测井相分析的目的是在描述全部地层以前就由测井图"看到"地层。总之，我们可能会使用对流体或者孔隙度稍微敏感的一些参数（由 NGS●；LDT●；GST●仪器测量）。此外，在没有水动力作用的情况下，流体可能是沉积环境识别的一种重要因素：河流或者湖泊环境中的淡水；海岸沼泽的咸水；海洋环境沉积沙地的含盐水。

人们同样更经常地提出反对意见，测井相至多只与岩相的相当，因为它缺少古生物信息。它促使我们注意下面一些问题：

1）如果采用化石作为沉积环境标志，那么应该记住：

①在多数情况下动物群和植物群几乎不存在，因此，相的定义没有这种信息；

②动物群或者植物群并不总是一种这样好的环境标志（到处存在的形态、混合、外来分子……）；

③不管怎样，通过它对测井特别是倾角测井响应的影响标出化石的存在。而且它至多受沉积时占优势的物理化学条件限制，不过这些条件同样控制其它一些参数，尤其是沉积构造；

④相的其它要素（矿物、结构、沉积构造、古水流和几何形态）通常足够确定某种因素，而且如果我们增加有关序列演变的信息，那么同样足以确定沉积环境（参看第 6 章）。

2）如果使用化石确定地质年代，人们可能指出这种信息以相对的形式被隐含在深部资料中，况且就这个层位而言，由测井图能够估计远不如由化石确定的时间段（参看第 11 章）。

因此我们完全有把测井相与相比较的权利，而且，测井相和序列分析的最终目的，是根据岩石研究或者根据测井资料实现的传统方法的事情，而不是重建不同相的时空分布和确定它们的相互关系。

这就是根据上述传统方法确定沉积环境，并且能够用更有效的方法预测含量和质量在经济上可开采的储集层或者储集层矿物的部位。

5.2.3. 电序列概念

人们有时在某些记录上观察到（电阻、自然伽马、自然电位、氢—中子指数……）测量参数随着深度的渐进演变（图 5-4），这就是指"上斜线"形态的这些演变，我们把它取名为"电序列"（Serra，1970），我们还可以这样定义：

超过测量仪器垂直分辨率，在测量参数两个极值之间具有逐渐的和连续的变化，可画出一条上斜线的深度间隔。

这种变化可能反映：

●斯仑贝谢商标。

1）矿物成分随着深度逐渐变化：砂岩或者石灰岩内泥质百分含量的演变，石灰岩富含白云岩，砂岩富含放射性重矿物（图 5-5）；

2）结构参数的演变，例如反映正向或者反向递变的粒度；

3）矿物成分和结构同时变化（砾石→砂→粘土）；

4）储集层与油和储集层与水之间的过渡带内饱和度的演变，因此它特别适于在电阻率曲线上估计。

这种电序列在所有曲线上肯定观察不到。另一方面，如果它垂直扩散不多，那么它只要通过微测井仪就可以识别（图 5-6）。

它通常相当于一级序列（根据 Lombard，1956 的定义为薄的或者微观的）、有时为二级（中等的或者宏观的）。如果研究曲线的细节，那么就应该评价总演变内的很细的变化（图 5-7）。

自然电位曲线“钟形”和“漏斗形”形态相当于电序列（图 5-1），相和沉积环境。

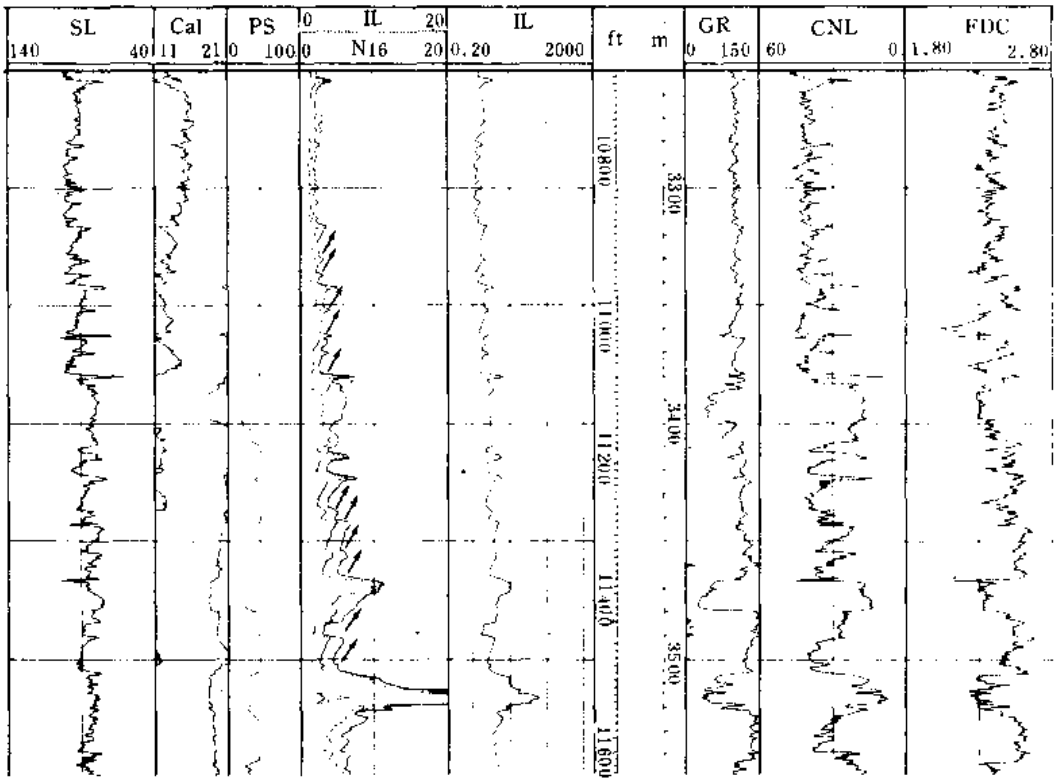


图 5-4　测井图上清楚出现连续变化的例子(上斜线＝电序列)

我们可以把电序列的概念推广到整个深度间隔，在这样的两种参数交会图内（例如包括氢—中子和密度），描述连续的形态（图 5-8），倘若孤立考虑每条曲线（图 5-9），显然就无法评价逐渐演变的规律。

众所周知的某些测井，在中子密度交会图上观察到的，“飞去来器❶”形态，是这种类型

❶澳洲土著用的一种武器，投掷后不中目标能回原处。——译者

电序列的另一个例子（图 5–10）。

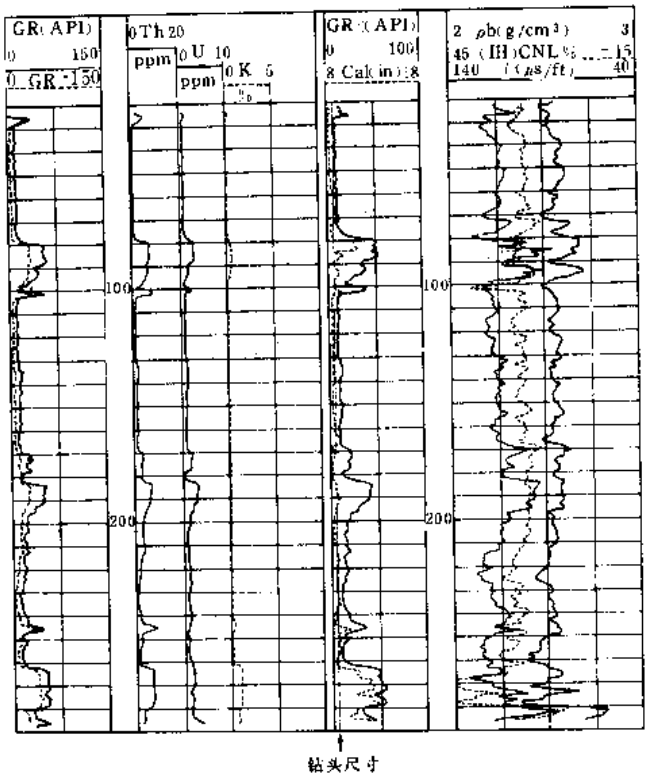


图 5–5　测井图上探测到的粒度变化的例子

请观察 210 和 182ft 之间 GR 曲线，钍（Th），铀（U）和密度（ρ_b）的渐进变化。它们指示砂岩携带钍和铀的重矿物逐渐增多，我们可能把它们和粒度减小相对比，重矿物在粉砂组分中更丰富。中子曲线（$(IH)_{CNL}$）未显示出同一间隔内的孔隙度演变。钾（K）曲线，实际上为零，指示没有泥质

5.3.　测井相分析

这种分析的目的是通过其测井响应客观地描述探测得到的穿过层系，并识别出现有的不同的基本测井相，以后研究它的垂直序列的排列，由此应用瓦尔特（Walther）定律推断侧向演变，并达到重建沉积环境的目的（第 6 章）。

这种分析可以通过手工或者自动方法实现。

5.3.1.　手工测井相分析

我们从综合资料、组合测井出发（图 5–11），在调整深度以后收集探测记录的全部测井资料，因此，如果倾角测井已经被记录下来，那么记录结果同样可使用为 HDT 仪器设计的 GEODIP 程序或者为 SHDT 仪器设计的 LOCDIP 程序进行处理。

我们划分层系研究电层和电序列。为此，我们分析大型仪器不同曲线上变化的幅度。根据其重要性及其形态我们可以主观地确定：

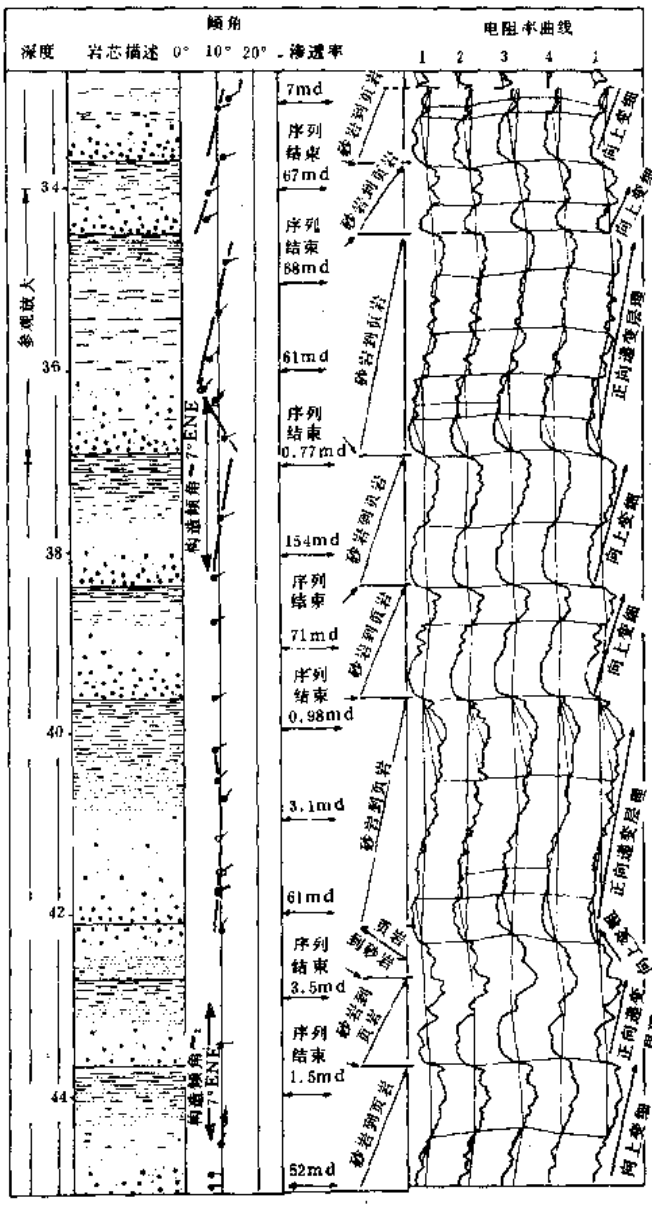


图 5-6　1～3ft 厚的序列顺序(一般为正向递变)，
HDT 倾角测井电阻率曲线反映极好

1）设它相当于电层的界限；

2）设它表示"噪声"，或者测量本身所固有的（核测量的统计影响），井眼条件（井壁的粗糙性或者落水洞的存在），还有地质参数较小的变化。

3）最后设它反映逐渐演变（上斜线），指附近较小的变化。

下面的步骤是确定具有厚度超过大多数常规仪器中等垂直分辨率的每个电层的测井相（大约 2～3 个电极，为 60～90cm）。

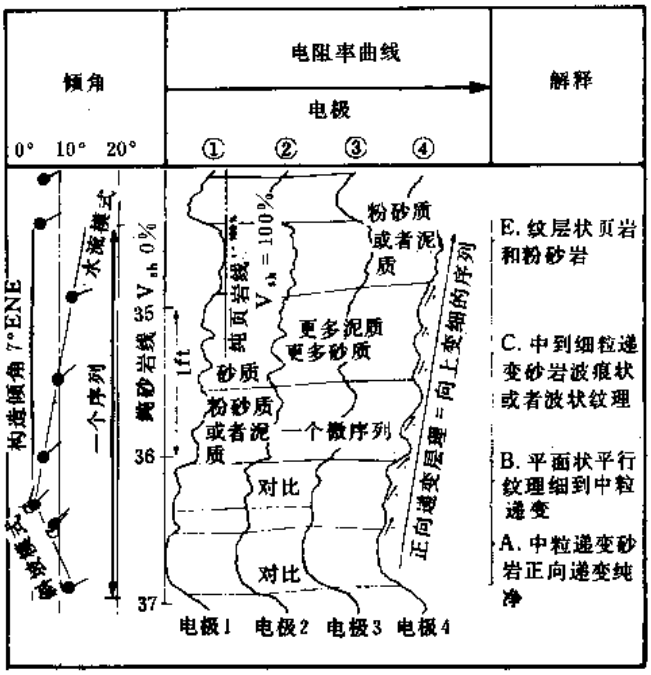


图 5-7 正向递变大序列，其中可以辨认出几个正向或者反向递变的微序列
(据 Serra 等，1980)

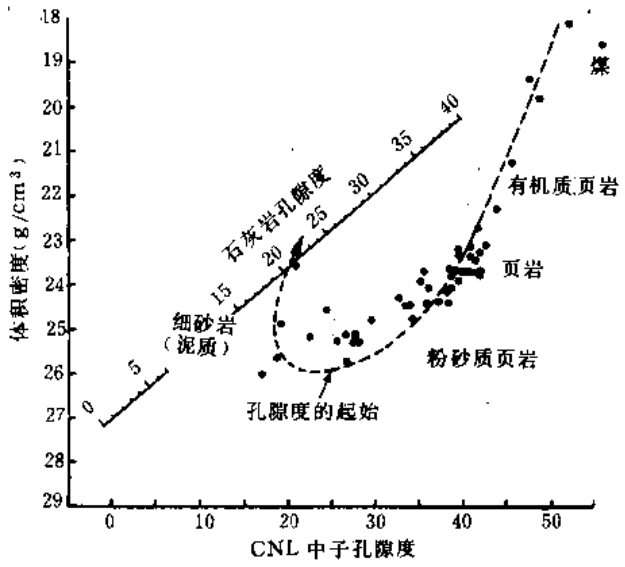


图 5-8 具有测井典型响应的理论沉积序列

交会图和测井图（图 5-9）表示理论序列的建立（据 Rider 和 Laurier，1979）

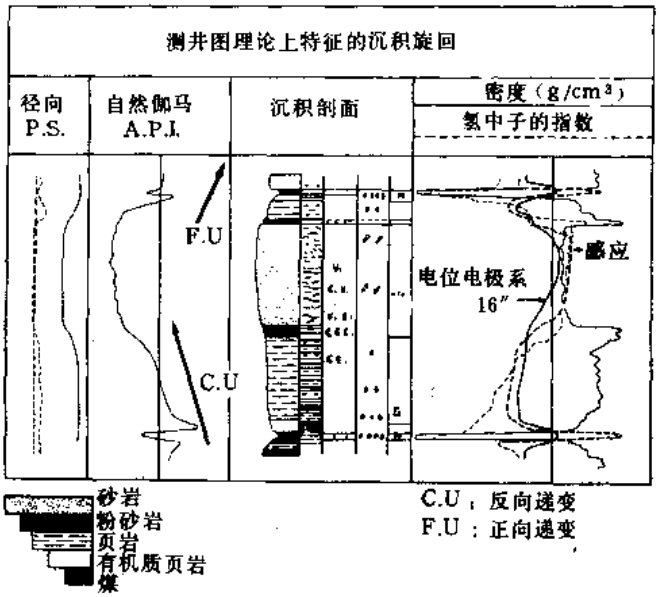


图 5-9　进积作用理论序列的测井特征（据 Rider 和 Laurier，1979）

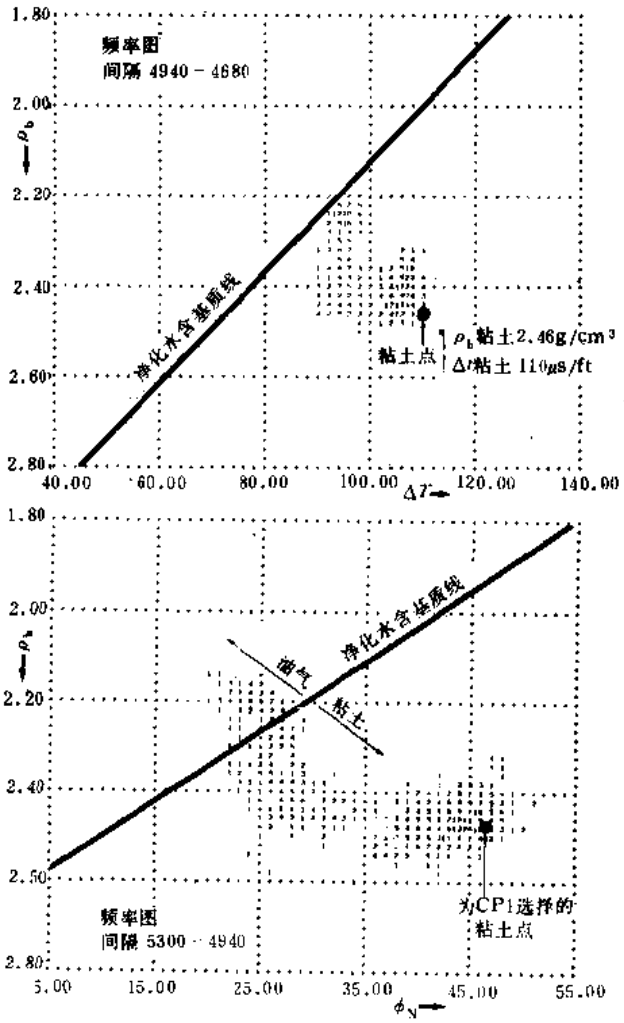


图 5-10　在密度—中子和密度声波交会图上呈"飞去来器"形态，与粒度序列有关

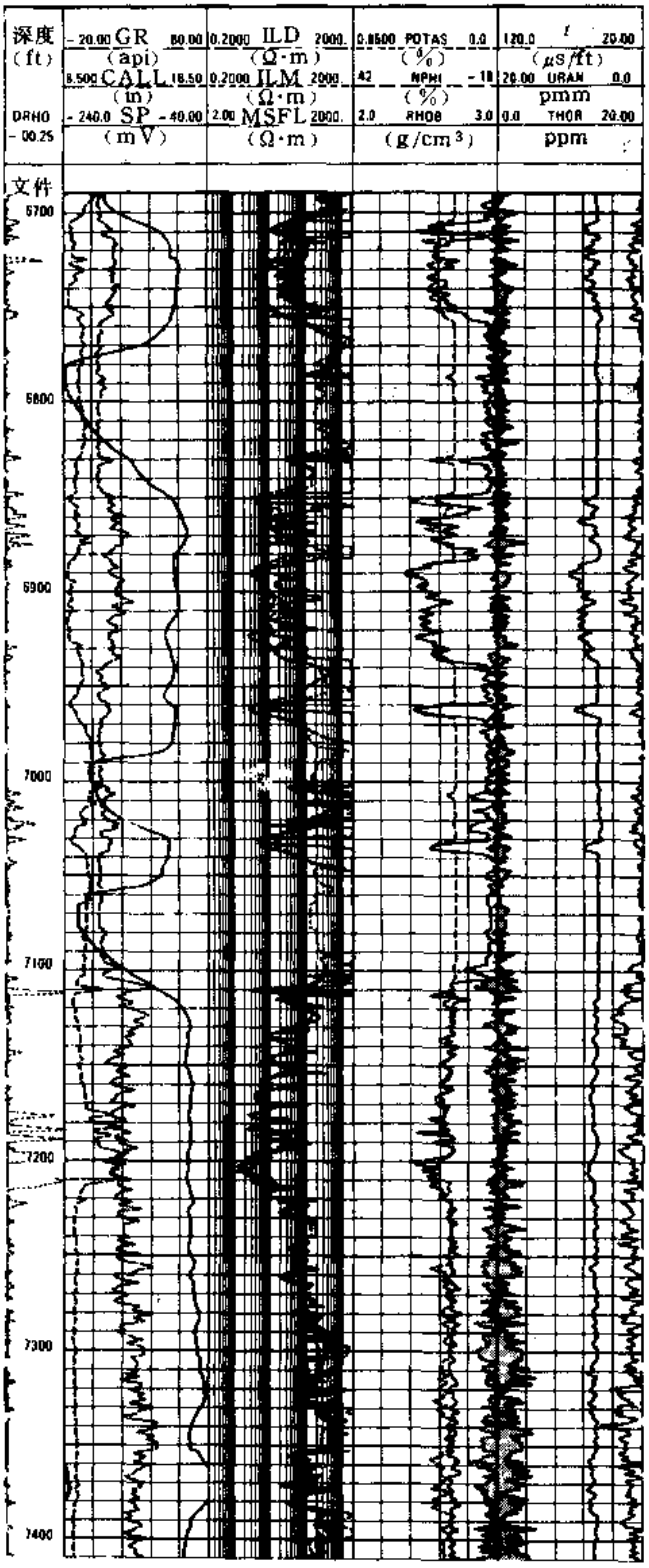


图 5-11 借助于 CSU 仪器获得的组合测井例子(斯仑贝谢资料)

相当于电层的不同测量的综合是不容易实现的，特别是要测量大量资料的时候，为了直观表示测井相(Serra，1977)曾提出使用蔷薇花图(图 5-12)或者使用直方图(图 5-13)表示。直方图不易通过手工获得，而蔷薇花图的不同形态，取决于所包含的测量数目(因此为枝状)，使用比例尺表示(Serra 刊于测井评价会议，阿尔及利亚，1979，Serra 等，1980)，似乎是更可取的(图 5-14)，因为缺少其中一种测井不会改变图形形态。

在这些表示中，蔷薇花图的每个枝或者梯子的每个梯级表示一种测井和它的变化范围。我们在这样的深度上把每种测井的极小值和极大值和平均值记录在枝上或者与它相当的梯级上，而且具有代表性的不同点连接起来。我们还勾绘出测井相的特征形态，使得有可能进行对比(图 5-15)。

对于薄层来说(图 5-16c)测井相的确定经过预先阶段：不同测量围岩影响的校正。为了这样做我们可能帮了设备公司提供的校正图板的忙。然而这是一种既费时间又经常令人厌烦的工作。而且后面全凭经验的方法可能要比它强。我们勾绘出薄层的测井相图，而且我们使用箭头标出每个数值，校正移动具有代表性的点所指的那个方向。通过与原先确定的测井相对比，我们根据其数值与电层厚度成反比的箭头方向上的点移动更接近的那个点进行评价(图 5-16b)。如果不相当于其中任何一种特征，那么这一地层构成新的特殊测井相(例如褐煤层)。我们同样可以根据倾角测井曲线并且通过与厚层的电阻率数值比较解释薄层电阻率数值，推论其它

测井的反映。

在上斜线的情况下，由于它相当于一种电序列，因此我们定义出起点和终点测井相（一般镶在这个电层框内）。

这种手工分析通常相当费时而且有时感到简直令人厌烦。有些因袭传统的地质学家可能认为毫无意义。从那以后人们可能注意到，甚至在上面描述的形式上，至少在思路上，它被世界上许多石油公司所采用。举阿根廷的艾菲尔群的例子，这种方法曾经使得人们有可能花费低廉的价格并在很短的时间内研究 1000 多次探测，而且还研究其中每一次探测，得出沉积环境和相的综合概念。人们未能获得这些自动的信息，因为，一方面，当它们具备的时候岩芯却很少，另一方面与此有关的分析常常无法使用（探井）。这种方法还能更精确加工地震剖面及其解释，用地震相的说法更可靠。这就导致更好地认识盆地，并因此导致更正确更合理的勘探选择。

而且这种分析有时具有主观性，因此取决于人为的因素：这些结果一部分可能取决于过去工作的分析。这就是为什么人们想到自动化的原因。

后面叙述的自动方法（Serra 等，1980）是由斯伦贝谢建立的自动方法，而且商业化了，取名为 FACIOLOG。这一说明书是准备更好地供说明不同的处理步骤用的，其它方法可能已经设想过，而且毫无疑问已经建立过。他们肯定借鉴相同的常用方法。

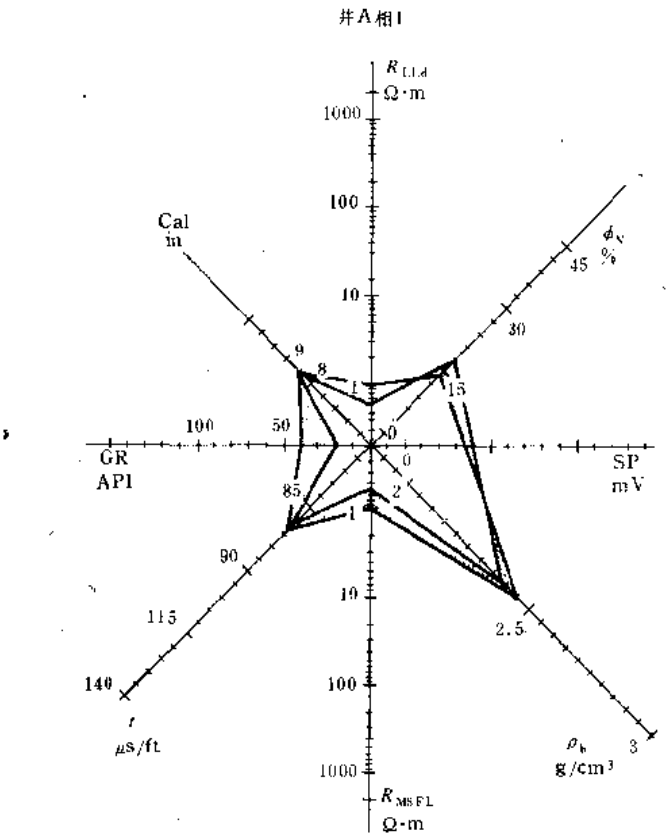


图 5-12　使用蔷薇花图表示测井相(砂岩的情况)

(引于测井评价会议,阿尔及利亚,1979)

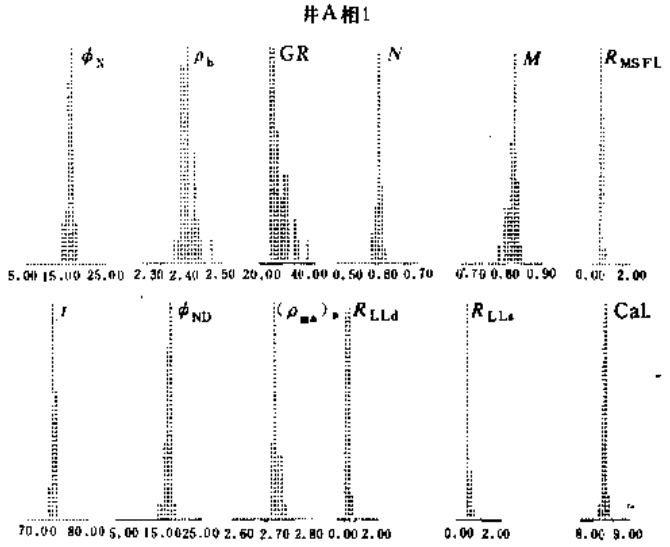


图 5—13　使用直方图表示同一种测井相

(刊于测井评价会议,阿尔及利亚,1979)

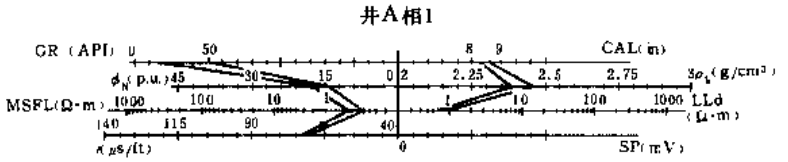


图 5—14　使用比例尺表示同一种测井相

(刊于测井评价会议,阿尔及利亚,1979)

5.3.2.　自动测井相分析

显然它包括与手工方法一样的步骤。人们曾经简单地试图用数学函数或者统计处理分析方法表达。

约定具有电层特征的 n 个测井响应，n 相当于计算所考虑的测井数目，可以考虑为定义 n 维空间内的测井相坐标（这里用点表示）。同样的原因产生同样的结果，我们可以设想具有同样的地质相以及含有同样的流体的其它地层将具有同样的测井相。因此它在 n 维空间内的具有代表性的点应该是很接近前面的点。

因此测井相应该相当于这个空间内的很接近点的点群或点云。相反，不同的测井相应该相当于存在差别和区别点群，尽管它们偶尔会在 n 维空间内的一维或者多维内部分重迭。如果我们从未分带的原始资料开始，那么由于由仪器造成的"噪音"，在井眼坍塌的条件下，或者在地质参数变化弱的条件下，我们将观察到相当于同一测井相的一些点的偏差，n 越大偏差同样越明显。原先作的一种分带和一种主成分分析，一方面协助消去这种偏差（图

5-17)，另一方面减少空间的维数。在这些步骤以后便可以进行点群的自动搜查。

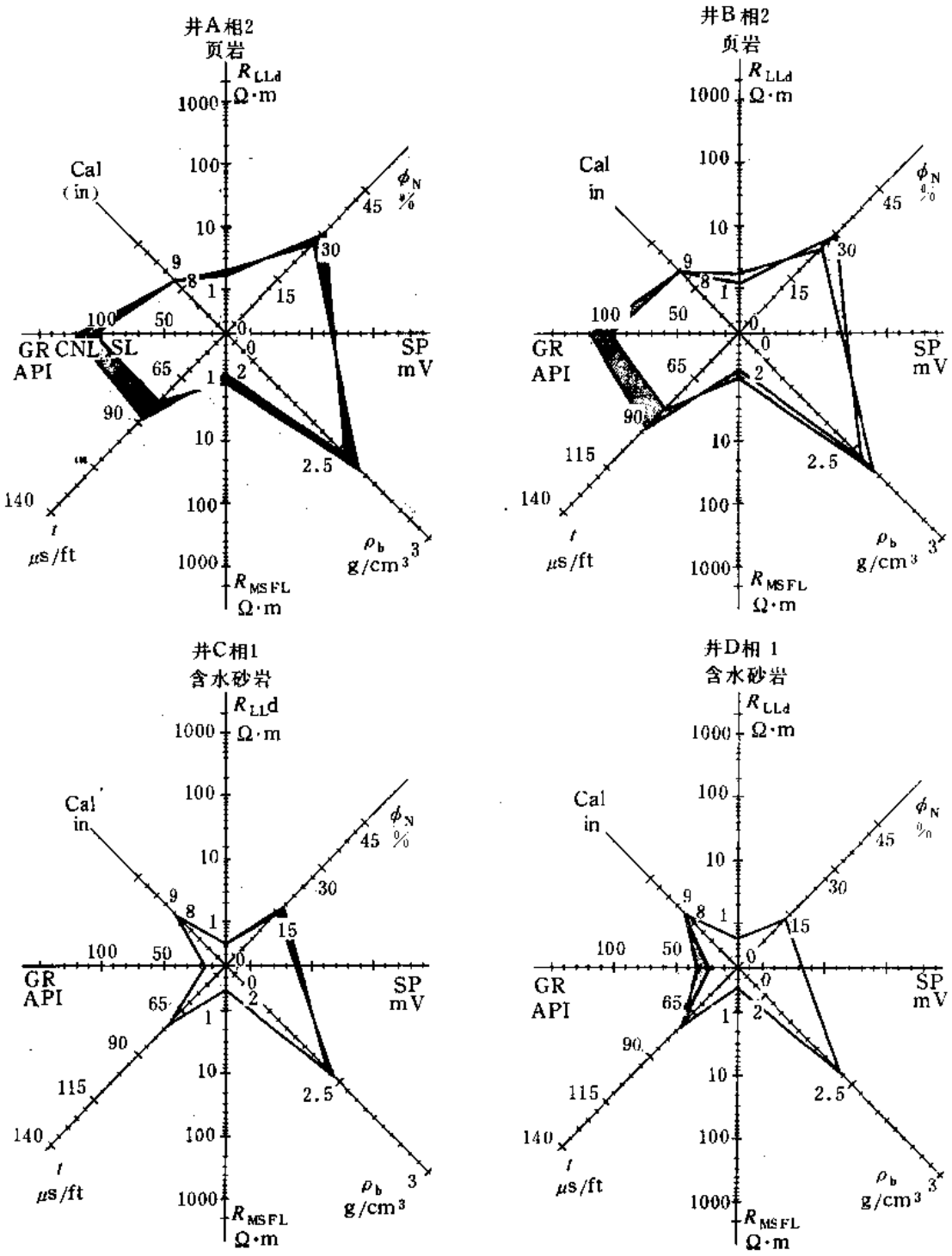


图 5-15　几种探测之间的测井相相关

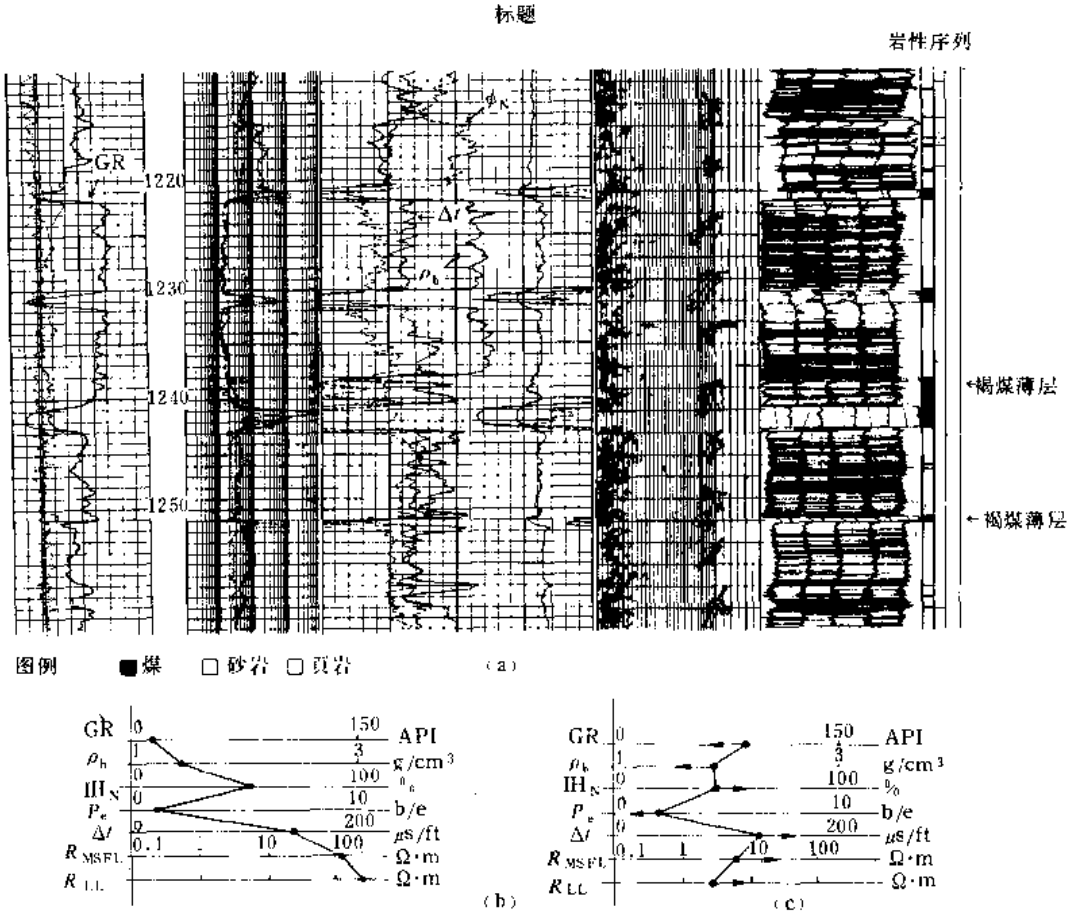


图 5–16 (a) 组合测井；(b) 1241～1243m 为煤层测井相；
(c) 1238～1238.5m 为薄层测井相（薄煤层使用倾角测井很好辨认）

人们可能当时在某些情况下（缺少上斜线和薄层）直接通过主成分分析和群分析划分界限。处理结果导致自动分带（图 5–18）。

5.3.2.1. *自动分带*

分带程序应该能够在电层和电序列上（上斜线）划分要研究的间隔。电层可以定义为在指定测量的样品间距上相邻解读层的顺序（图 5–19）。这种变化可以用测量的百分含量或者按照一种更复杂的定律表达。

电序列可以定义为相邻层的顺序，n 个层具有大于 n–1 个层和小于 n+1 个层的数值，或者相反小于 n–1 个层和大于 n+1 个层的数值，具有不确定和变差最小的数值。这种演变应该在超过测量仪器垂直分辨率的深度间隔上继续进行，以便保留具有代表性的电序列，除了它相当于测量仪器垂直分辨率有关的一种人为上斜线（图 5–19）以外。

因此，应该一方面确定每种仪器的垂直分辨率，另一方面应该以某种可接受的形式例如百分数确定变化幅度。图 5–20 表示对一种测井来说，可能这最后一个参数对划分有影响。

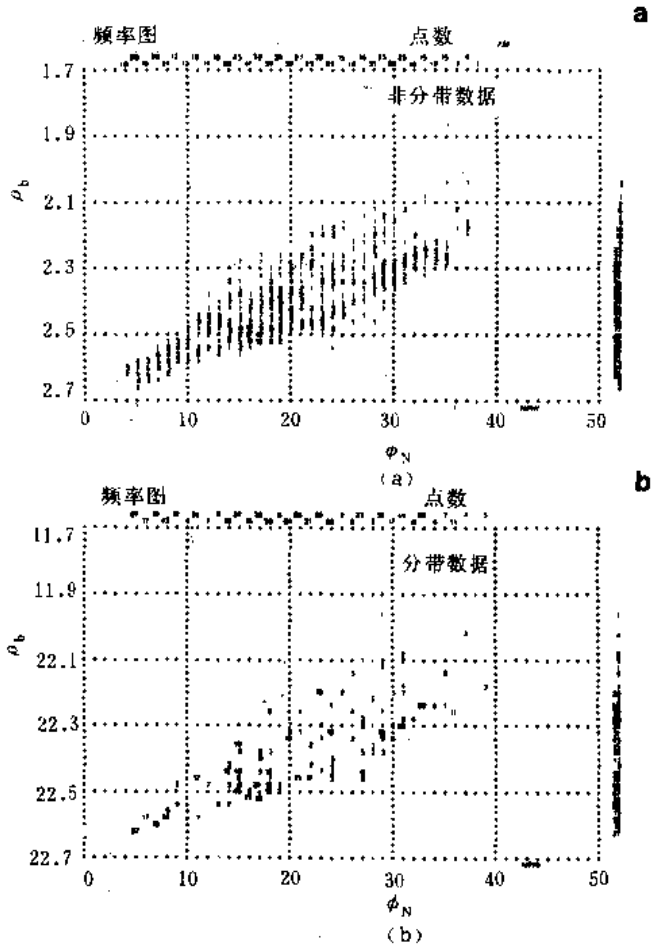


图 5-17　未分层资料的 ρ_b 与 φ_N 交会图

(a),(b)分层资料的 ρ_b 与 φ_N 交会图(据 Serra 等,1980)

我们看到如果没有超过某一个数值，这种影响是较小的。一般来说，我们根据几种"活动"测井实现分层，并把这些层用来确定界限和演变类型，而且我们强制性规定其它的所谓"被动的"测井的界限，确定地层或者序列的这些界限之间的演变类型。图 5-20b 给出借助三种活动测井：GR、CNL●、FDC●获得的自动分层例子。

5.3.2.2.　倾角测井资料的处理

在第 3 章和第 4 章课程中曾经强调过作为提供沉积岩结构和构造信息来源的倾角测井的意义。这些信息对确定测井相以及沉积环境和相很重要，当然不可能是岩浆岩。

而且这些信息具有定性的性质，其解释包括前一章中叙述的预处理。因此应该把 SYNDIP 类型的程序处理的结果与裸眼井其它测井提供的资料结合在一起。

5.3.2.3.　主成分分析 (PCA)

正如前面已经见到过的，每种测井在不同程度上受岩石的地质参数影响。在组合几种测井时，我们自然而然地会得到某种多余的地质信息，总之对资料质量的相互控制很有用。

●斯仑贝谢商标。

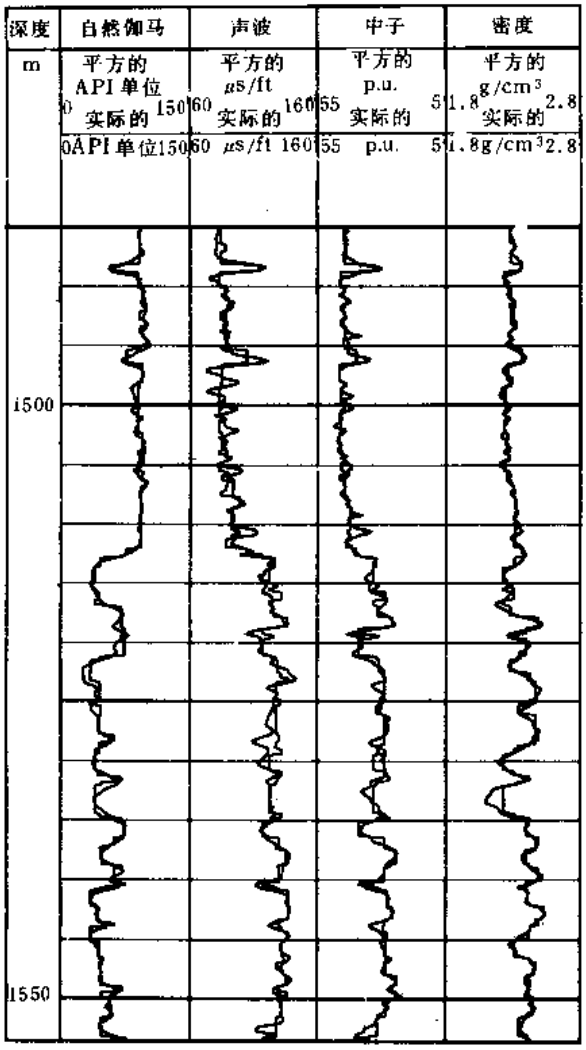


图 5-18 借助于 FACIOLOG 程序获得的自动分层

主成分分析以代替 n 个测量参数为目的（或者感应、侧向测井、自然电位、自然伽马、密度、氢—中子指数、声速，…），这几条测井曲线，非相关的 n 个其它参数取名为主成分（"主成分测井"或者 PC 测井）。这就是根据测井数据的统计研究和测量参数之间的相关研究实现的（表 5-1 和表 5-2）。

这种分析实际上相当于坐标轴的变换（图 5-21）。由测量总体构成的点云（指研究间隔内所考虑的每个层的测井数据的组合）可以用轴的旋转来描述。

这种分析确定惯性主轴。如果每种数据都具有同样的加权，那么第一个惯性轴（或者 PC_1）相当于点云的长轴方向。换句话说，这就是具有变差最大的第一个轴。第二个轴（PC_2）是具有在与前面第一个轴垂直方向上变差较大的第二个轴，依此类推。不同轴（$PC_1 \cdots PC_n$）之间不存在任何相关。我们同样消去测井之间存在的多余信息。这种处理能够消除主要的影响。

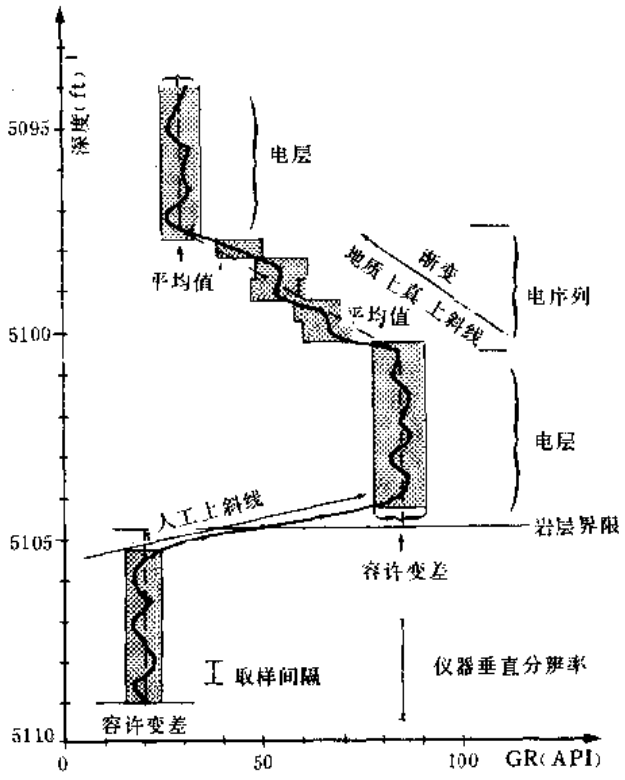


图 5-19　电层和电序列自动划分原理

表 5-1　有关原始数据的统计要素

测井名称	平均值	标准差	相关域	极小值	极大值	加权
GR	60.0135	21.4679	85.8293	24.9209	110.7502	2.000
NPHI	0.3261	0.0739	0.3139	0.1726	0.4866	1.600
RHOB	2.3779	0.0931	0.4560	2.1101	2.5661	1.600
DT	100.7467	18.3361	72.5640	74.3620	146.9260	1.000
VAR	1.9771	1.0760	6.1961	0.1098	6.3059	0.850
FRE	3.7840	1.5030	8.2500	0.2500	8.5000	0.850
BAL	47.0103	14.2632	79.8874	9.6154	89.5028	0.600
SHA	2.9793	1.2170	8.4376	0.2996	8.7372	0.850
ALT	6.6620	3.0032	21.9180	2.8018	24.7199	0.850

所用的层数:755。

表 5-2 几种测井图之间的相关矩阵

测井名称	GR	NPHI	RHOB	DT	VAR	FRE	BAL	SHA	ALT
GR	1.000	0.679	−0.198	0.740	−0.106	−0.125	−0.055	−0.036	0.056
NPHI	0.679	1.000	−0.614	0.925	−0.296	−0.250	−0.232	−0.308	0.156
RHOB	−0.198	−0.614	1.000	−0.567	0.323	0.242	0.211	0.417	−0.182
DT	0.74	0.925	−0.567	1.000	−0.311	−0.263	−0.209	−0.296	0.132
VAR	−0.106	−0.296	0.323	−0.311	1.000	0.908	0.100	0.826	−0.354
FRE	−0.125	−0.250	0.242	−0.263	0.908	1.000	0.053	0.729	−0.477
BAL	−0.055	−0.232	0.211	−0.209	0.100	0.053	1.000	0.144	−0.063
SHA	−0.036	−0.308	0.417	−0.296	0.826	0.729	0.144	1.000	−0.399
ALT	0.056	0.156	−0.182	0.132	−0.354	−0.477	−0.063	−0.399	1.000

表 5-3 主轴的评价

轴	移至惯性	百分比	累积百分比	噪音辐射
1	0.6688D+01	64.617	64.617	−1.003
2	0.2312D+01	22.341	86.958	−2.552
3	0.5081D+00	4.909	91.867	−7.457
4	0.3224D+00	3.115	94.982	−2.208
5	0.2992D+00	2.891	97.873	−0.387
6	0.1008D+00	0.974	98.847	−2.965
7	0.8140D−01	0.786	99.634	−3.605
8	0.3045D−01	0.294	99.928	3.223
9	0.7478D−02	0.072	100.000	14.320

每个轴包含的原始信息百分比从第一个轴（PC_1）逐渐减少到最后一个轴（PC_n）。当考虑 n 个轴（或者 PC）时（表 5-3），包含在原始测井内的信息总量是可以被释出的。我们经常看到高秩的轴（高秩 n−1，n 的 PC）含有少量信息。在某些情况下，后者甚至可以考虑为“噪声”。因此我们可以消去处理井中高秩的 PC。这相当于一种滤波器，并导致所考虑的参数数目的减少，因而导致空间维数的减少，从 n 减少到 m，m 小于 n，并代表最后所考虑的 PC 测井数目。

如果高秩 PC 与唯一的测量相关，那么所包含的信息必然没有噪音，尤其是仪器，而且相反可能是有益的，并可以使用这种唯一的测井来探测（例如铀的情况一开始没有使用其它测量仪器“观测”）。

因此，在消去处理中的高秩 PC 测井以前分析这些是有益的。

在惯性主轴根据一套"活动的"测井确定以后，投射所谓"被动的"其它测井这是可以的，因为未考虑在这些轴上确定轴。

这样一方面确定，被动测井的百分比可以根据活动测井包含的信息重建，而另一方面确定它如何与每个 PC 测井相相关。

PC 测井没有包含任何增补信息。简单地说这是分析包含在原始测井内的主要信息的另一种方法。图 5-22 给出 PC 测井的一个例子。

轴的确定是根据点云的外形，本身取决于我们赋于每种数据的加权。因此，如果我们可能比较喜欢矿物，那么我们可以给予对成分特别敏感的测井（NGS、LDT、GST、……）更多的加权——这就扩大了这些仪器测量参数的变差——于是减少给予对孔隙度和饱和度特别敏感的测井（FDC、CNL、LL……）的加权——这就必然包含与后面这些仪器有关的参数变差。

原始测井和主成分（PC）之间的相关列于后面的表（表 5-4）。这是由分析包含在每种测井内 PC 信息之间的分配来完成的。换句话来说，由每张测井图提供信息的百分比，它们是由每个 PC 转换得来的。这是有可能的，再说可以做为每个 PC 显著性的概念。这种分析的结果可以用直方图的形式重新表达（图 5-23）。

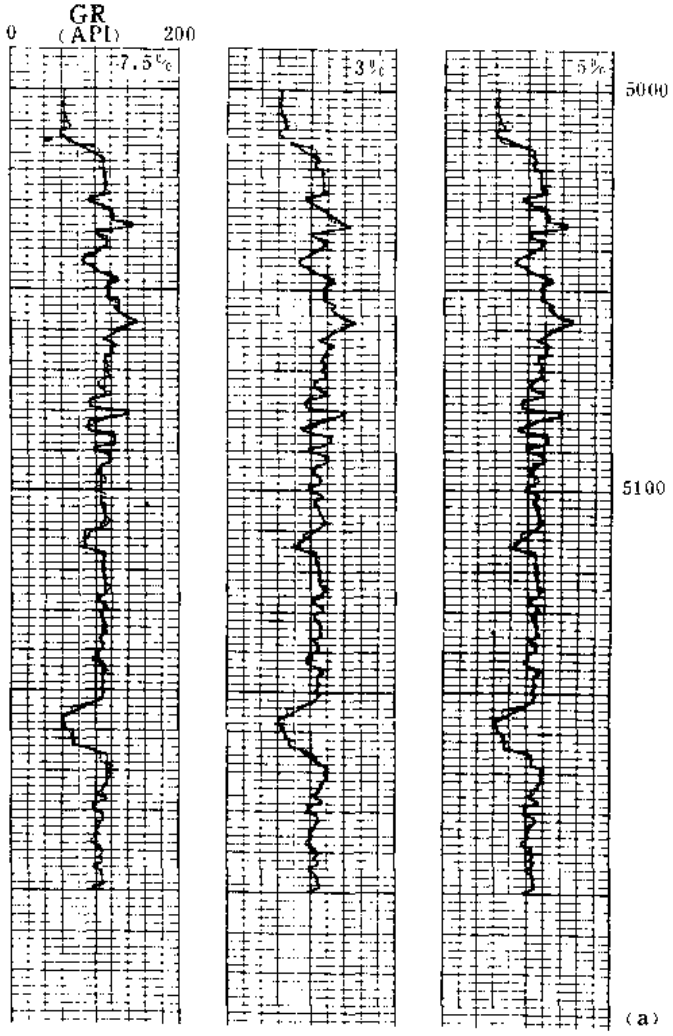


图 5-20(a) 容许变差的百分比对自然伽马电层和电序列划分的影响；

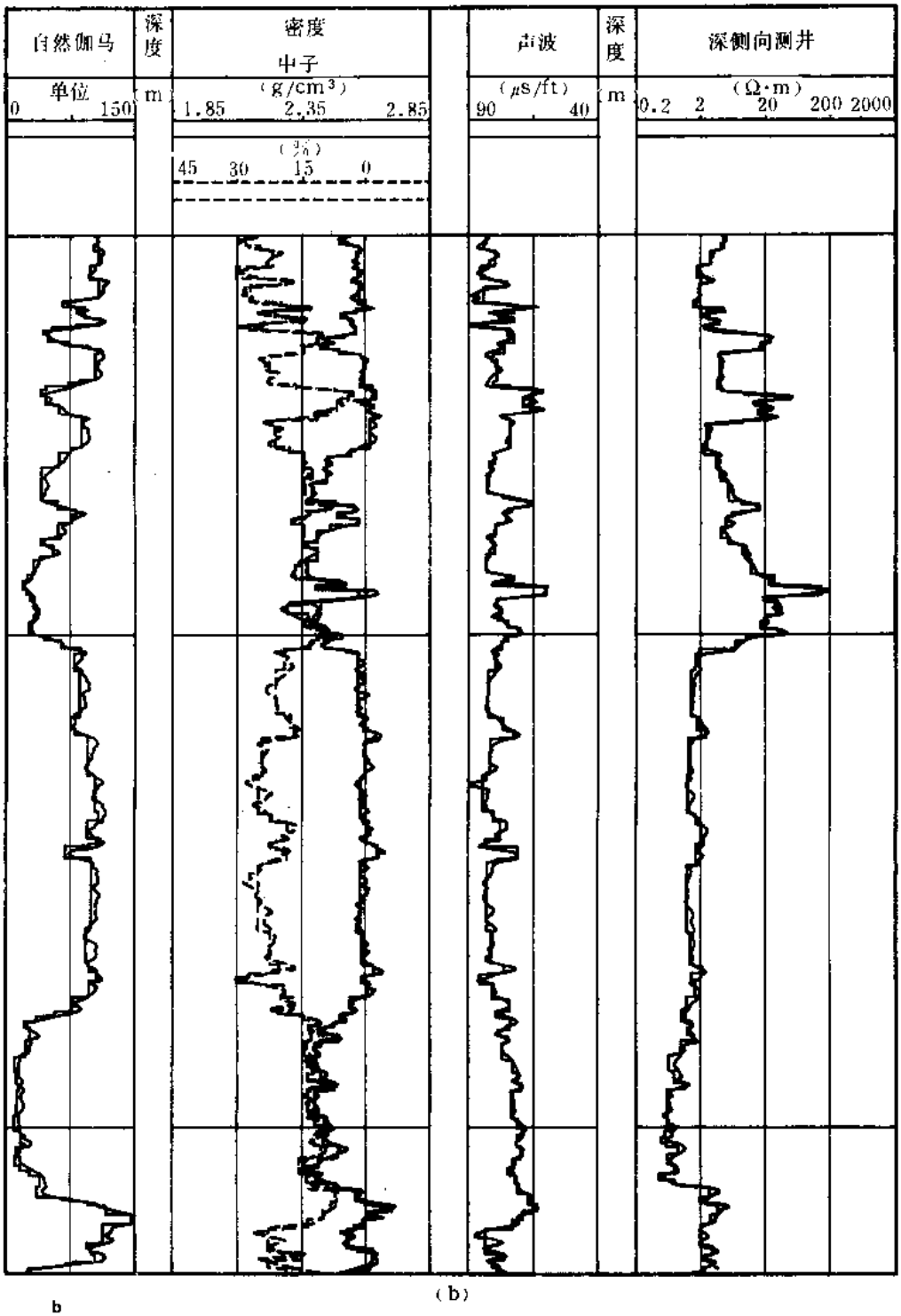
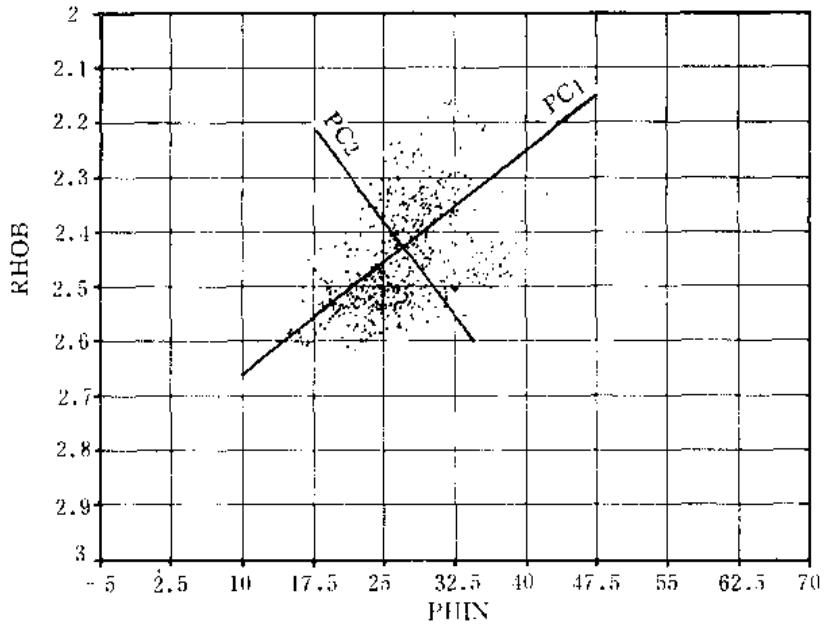


图 5-20(b) 借助于三个活动测井获得的自动分层的例子

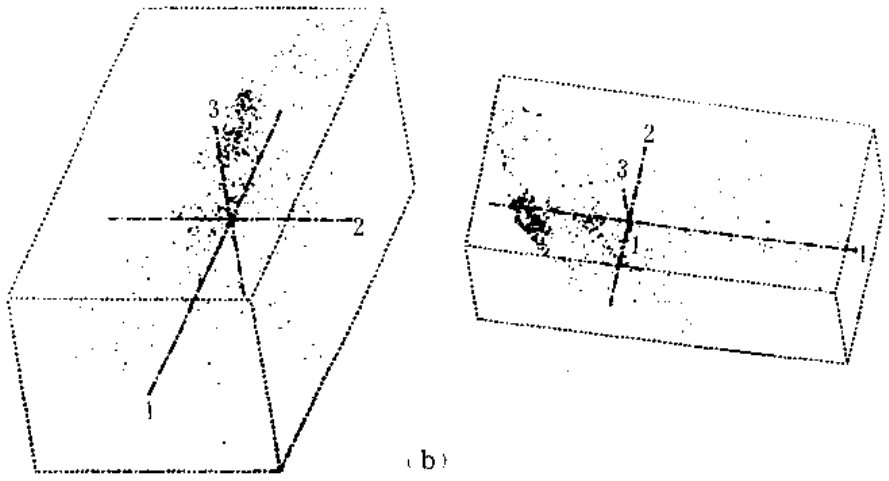
(刊于测井评价会议,阿尔及利亚,1979)

表 5-4　几种测井之间的相关和主成分

测井名称	加　权	PC_1	PC_2	PC_3	PC_4	PC_5	PC_6	PC_7	PC_8	PC_9
GR	2.000	0.882	0.447	0.142	0.033	0.025	0.008	0.010	0.002	0.000
NPHI	1.500	0.924	−0.205	−0.293	−0.070	−0.073	0.072	0.061	−0.002	0.000
RHOB	1.500	−0.575	0.775	−0.258	−0.030	0.017	−0.002	−0.002	0.004	0.000
DT	1.000	0.934	−0.110	−0.207	−0.053	−0.012	−0.193	−0.181	0.001	−0.002
VAR	0.350	−0.269	0.284	0.125	0.213	−0.820	0.188	−0.092	0.094	−0.186
FRE	0.350	−0.241	0.194	0.103	0.238	−0.854	0.048	−0.006	0.272	0.148
BAL	0.600	−0.182	0.211	0.319	−0.890	−0.169	0.000	−0.006	0.007	0.001
SHA	0.350	−0.251	0.412	0.110	0.164	−0.729	0.095	−0.141	−0.406	0.058
ALT	0.350	0.141	−0.161	−0.043	−0.112	0.547	0.613	−0.513	0.021	0.031



(a)



(b)

图 5-21　主成分分析相当于坐标轴的变换

(a)二维的情况；(b)三维空间内的确定

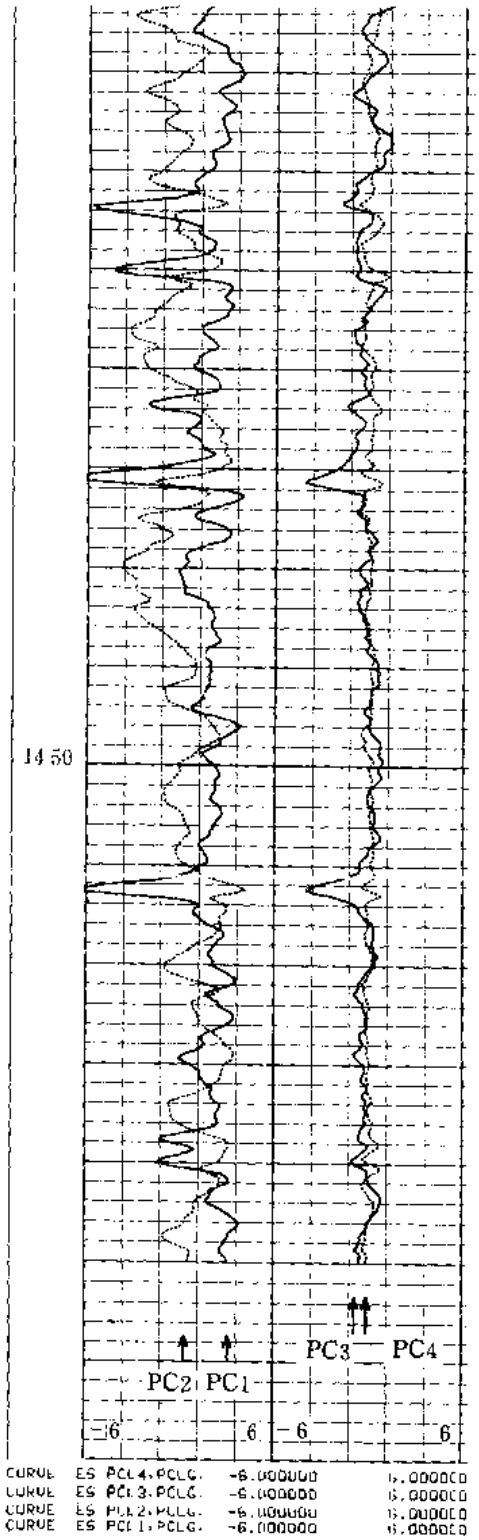


图 5-22 PC 测井的例子

5.3.2.4. 划分点群的界限

不管采用哪种方法都应该能够识别 n 维空间内的点群，n 由约定的 PC 测井数目确定。相对地，点群可以考虑为具有高密度点的空间域被低密度点或者空带将它与具有相同性质的其它点群分开（图 5-24）。

其中有一种方法主要研究多维空间内局部具有最高频率的基本单位。

为此，我们确定每个层或者解读深度更近邻的 K^{eme} 的 dK 距离。它相当于球心到所考虑的点（层）和包含 K 个相邻的点的最小半径（图 5-25）。

层被约定为基本单位，又称为局部模式，如果有一部分在一定的深度窗内（IBAND），则位于上面或者下面的任何其它层没有小于 dK 的值；而且如果另一部分在 PC 测井空间内，则在这些 K 个相邻点之中任何一点没有小于 dK 的值。

同样约定每个基本单位与基本的测井相相当。

这种方法可确定的一定数目的局部模式最好小于层的初始数目（表 5-5）。而且即使它们能更好地和更客观地描述测井的真实性，则由于它们通常数目太多以致不容易与地质相对比。因此有必要补充某些步骤。

5.3.2.5. 最终测井相的确定

在研究局部模式之间的距离及其关系的时候，我们可能倾向于重新把这些局部模式分类。因此会得到许多所谓最终的模式，这些最终模式彼此间的距离最大，而且它们相当于具有非相似性极大值特征的点群。

为此我们借助于局部模式之间的距离和关系的图解表示法，取名为枝状图（图 5-26），由局部模式的列表完成（表 5-5）。

局部模式的这种聚合一直继续进行到不合理的关系或者不符合要求的关系出现为止。这就确定了局部模式之间可接受的极大距离（图 5-26）。包含的最终模式或者最终测井相的数目相当于非相关的局部模式的数目（图 5-26 上，在连续垂线的右边）。这个数目，可能在 10 和 20 之间变化（如果地层复杂或者是重要的研究间隔有时更大），在某些情况下还认为

表 5-5　按出现顺序的局部模式列表

模式	层	深度	*DK*	连结	长度		主成分坐标			
1	4	1474.47	0.5899E+00	13	1.212198	−3.322	0.225	−0.602	0.34[illegible]	0.784
2	13	1473.10	0.7013E+00	13	1.934385	−3.760	2.225	0.355	−0.217	0.125
3	23	1471.57	0.9990E+03	6	1.713878	2.420	2.257	0.633	−1.203	0.487
4	38	1469.29	0.5167E+00	10	2.181019	−2.024	0.368	−0.469	−0.142	1.006
5	56	1466.55	0.5658E+00	4	1.160330	−1.039	0.611	−0.126	0.679	0.558
6	70	1464.41	0.9990E+03	18	1.952302	2.638	3.129	1.647	−0.673	−0.054
7	93	1460.31	0.5198E+00	24	1.162969	−1.100	−1.078	−0.212	0.096	0.716
8	101	1459.69	0.5406E+00	7	0.915526	−0.751	−1.029	−0.088	0.776	1.117
9	110	1458.32	0.4411E+00	19	1.169152	−1.707	−2.092	0.008	−0.042	−0.141
10	147	1452.68	0.3762E+00	10		−1.127	2.012	−0.479	−0.099	−0.111
11	157	1451.15	0.9990E+03	18	1.305238	2.664	2.226	0.473	0.836	0.731
12	164	1450.09	0.9540E+00	17	1.113688	−0.521	2.642	1.214	0.087	0.852
13	197	1445.06	0.4683E+00	10	3.240164	−3.906	0.422	−0.095	0.209	−0.169
14	209	1443.23	0.4990E+00	13	0.653180	−3.992	0.284	−0.298	0.618	−0.682
15	214	1442.47	0.6520E+00	13	1.754140	−2.767	−0.388	−1.040	0.462	−0.579
16	227	1440.48	0.9990E+03	18	1.674174	0.562	2.705	0.625	−0.068	0.339
17	245	1437.74	0.8468E+00	10	1.435101	−1.274	2.309	0.402	−0.338	0.392
18	251	1436.83	0.9990E+03	20	2.408956	1.858	2.040	1.076	0.383	0.756
19	273	1433.47	0.3886E+00	10	4.699294	−0.639	−2.583	0.272	0.303	−0.164
20	303	1428.90	0.1771E+01	10	3.053074	1.747	1.544	−0.662	0.299	−0.933
21	325	1425.55	0.6867E+00	4	1.320209	−1.633	0.884	0.041	−0.998	0.514
22	335	1424.03	0.1582E+01	10	1.987232	−0.607	1.609	0.743	1.135	0.512
23	346	1422.35	0.7196E+00	4	1.152328	−2.052	0.734	−0.674	−0.308	−0.054
24	354	1421.13	0.4825E+00	19	1.776616	−1.490	−1.086	0.650	−0.020	−0.063
25	378	1417.47	0.5928E+00	4	1.457739	−3.032	1.290	−0.854	−0.396	0.793
26	386	1416.25	0.8008E+00	4	1.725510	−2.740	−0.395	−0.125	−1.140	0.130
27	408	1417.90	0.6711E+00	24	1.406988	−2.382	−0.117	0.706	0.203	0.349
28	542	1392.48	0.9990E+03	19	3.689348	0.810	−0.027	1.740	0.677	−1.803

表 5-6 求得的每个最终测井相的测井响应数值

相	<PC$_1$>	<RAFW>	<GR> API	<NPHI> P.U.	<RHOB> g/cm^3	<DT> μs/ft	<VAR>	<FRE>	<BAL>
1	−3.407	6.887	33.785	24.328	2.469	84.175	2.771	5.067	41.648
2	−3.704	1.589	48.112	18.519	2.542	75.925	2.308	3.750	63.289
3	−2.162	16.821	45.792	27.526	2.461	87.631	1.728	3.230	50.698
4	−0.992	11.258	67.670	27.281	2.491	87.928	2.418	4.393	54.530
5	−1.156	29.801	41.152	30.770	2.308	93.075	1.616	3.581	43.311
6	0.933	7.020	70.530	37.164	2.423	101.593	2.627	4.194	37.255
7	1.747	2.649	80.276	39.906	2.429	100.284	4.094	5.500	41.979

相	<PC$_1$>	<RAEW>	<SHA>	<ALT>
1	−3.407	6.887	3.759	5.228
2	−3.704	1.589	3.627	5.830
3	−2.162	16.821	2.722	6.678
4	−0.992	11.258	4.107	4.922
5	−1.156	29.801	2.338	6.802
6	0.933	7.020	3.825	5.831
7	1.747	2.649	4.936	5.523

太高。补充的重新分类可以根据岩相的相似性手工实现（很有远见）。因此每个最终的测井相具有代表性的参数以列表的形式重新列出（表 5-6）。

在这个阶段它促使我们注意下列问题。

1）不应该期望不惜任何代价重新获得与地质学家已经根据岩芯分析辨认出的相一样的测井相数目。同样，如果测井仪器代替地质学家的眼睛，那么我们不可能强迫测井仪器像地质学家的眼睛观察地层一样的去"观测"地层。它们对地质学家眼睛和大脑产生的同样参数没有反应。后者，对于确定相来说，时常"过滤"他所掌握的信息，而且根据其中肯定的部分把它建立在总的印象基础上：粗略的矿物成分、颜色、某些结构的外貌，特别是沉积构造和动物群组合……。他没有过多考虑矿物和元素，因为他们时常爱好采集零散的样品，而且因为他们可能突然从一点转到另一点。他很少考虑孔隙度和流体。但是，大多数测井对成分的较小变化是敏感的，而对岩芯不是始终那么容易探测到的，除非很精确而又很精细以及进行大量的分析。

2）测井的测井相分析的目的是通过仪器响应描述地层，如果我们可以做到准确而客观，那么应该是在整个测井参数以前考虑测井相的反映。这种控制通过在原始测井图上迭合来完成的，平均值可说明每个电相的特征（图 5-27）。

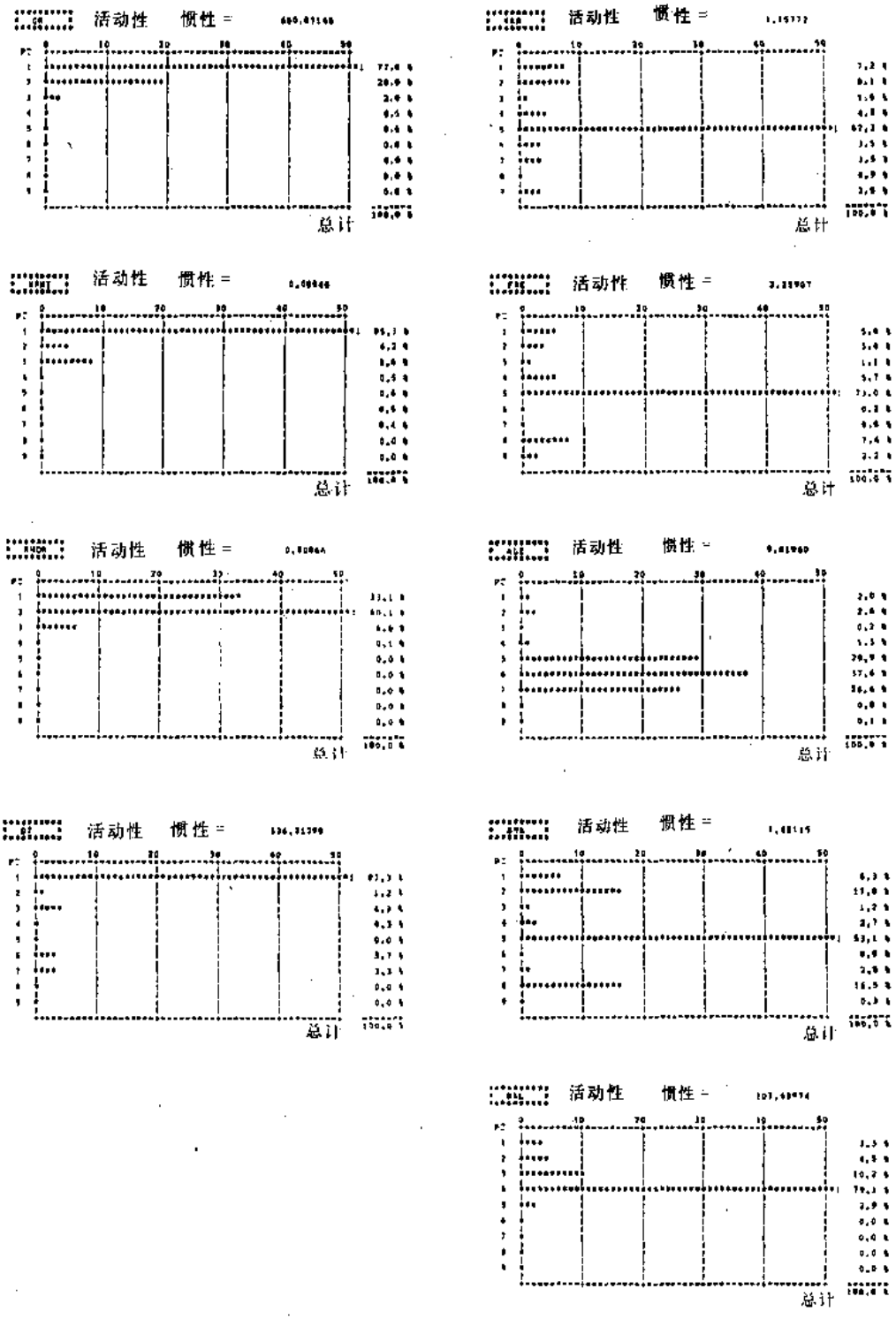


图 5-23　直方图说明由不同 PC 之间的每种测井提取的信息分布

3）地质学家应该熟悉这种新概念，而且应该学会解释地层的这种新的分析方法的结果。他应该利用它们的优点，这些优点在于很强的客观性、迅速性、资料的定量化、分析的精度和精巧。尽管如此，倘若考虑到测井的测井相岩心分析的详细情况，他就会按同样的特

征，以同样的岩相表示方式，重新分类与此有关的几种测井相。

4）如前所述，他可能会对岩性参数特别敏感的测井数据加更多的权，这些岩性参数包括矿物成分（NGS、LDT、GST）或者沉积特征（HDT 或者 SHDT）。

5）如果地层太薄，则就与仪器的垂直分辨率无法比较，或者如果层系基本上是由厚度很薄的序列构成，则裸眼井的大多数测井仪器无法识别序列的每个层或者每项的特有测井相。因此自动处理确定相当于两个或者多个地层以及相组合的一种平均响应的测井相。这种测井相不能做为相的正确概念。在这种情况下应该采用垂直分辨率高的仪器（MLL[1]、MSFL[1]、HDT 或者 SHDT、EPT[1]）。

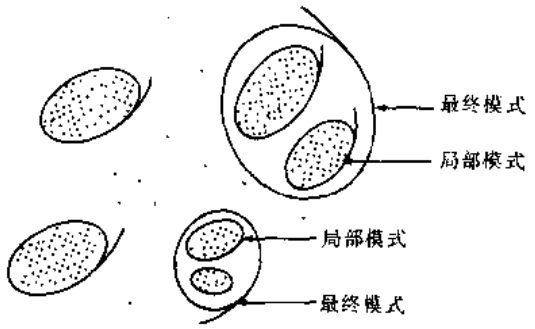


图 5-24　呈"局部"和"最终"模式的点群例子

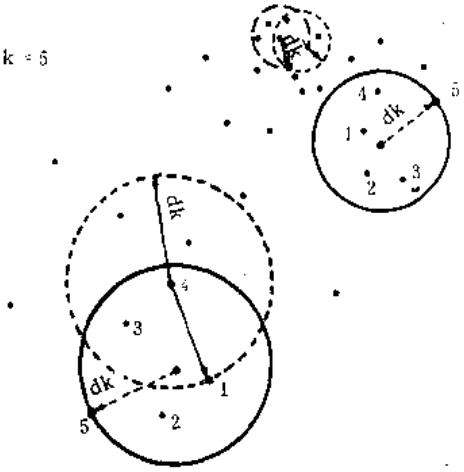


图 5-25　局部点群的确定

5.3.2.6.　测井相转换成地质相

"转换"确实是适合的名词术语。所有的方法上都是很相似的，引进方法和测井方法只是在采用的语言方面不同：词组和品质形容词用来描述地层的相；参数组用来表征电层的测井相。

为了把一种语言转成另一种语言因此应该把两种"文本"进行"对照"。最可靠的转换方法当然是拥有两种类型的相分析结果（从岩芯开始并根据测井资料），再把每个测井相同它的相当相联系起来。我们使用同时描述可以通过观察岩芯和解释测井资料获得的矿物、结构、构造的名词和形容词词组（例如含云母砂岩、钙质胶结、颗粒分选很好、交错层理、介于 18%和 23%之间的孔隙度、含油……）代替描述测井相的一组数值（ρ_b，Δt，GR，R_t，…）。

有时会出现测井识别与岩芯的第一次分析没有差别的情况。在这种情况下，如果与流体变化无关，那么为了试图解释这种测井相的成因，它促使我们以更适当的方式重新研究岩芯（放射性重矿物的存在、与磷酸盐或者与有机质有关的铀的存在，…）。

当缺乏来自岩芯分析的信息时，我们就要采用解释技术将测井相转换成相：交会图，由现存的主要矿物的百分含量结果进行的定量解释，揭示结构外貌：粒度、粒度演变、胶结物

[1]斯仑贝谢商标。

的百分比适当的测井分析；揭示构造外貌：均一或者不均一、水流特征、纹理……，适当的测井分析。

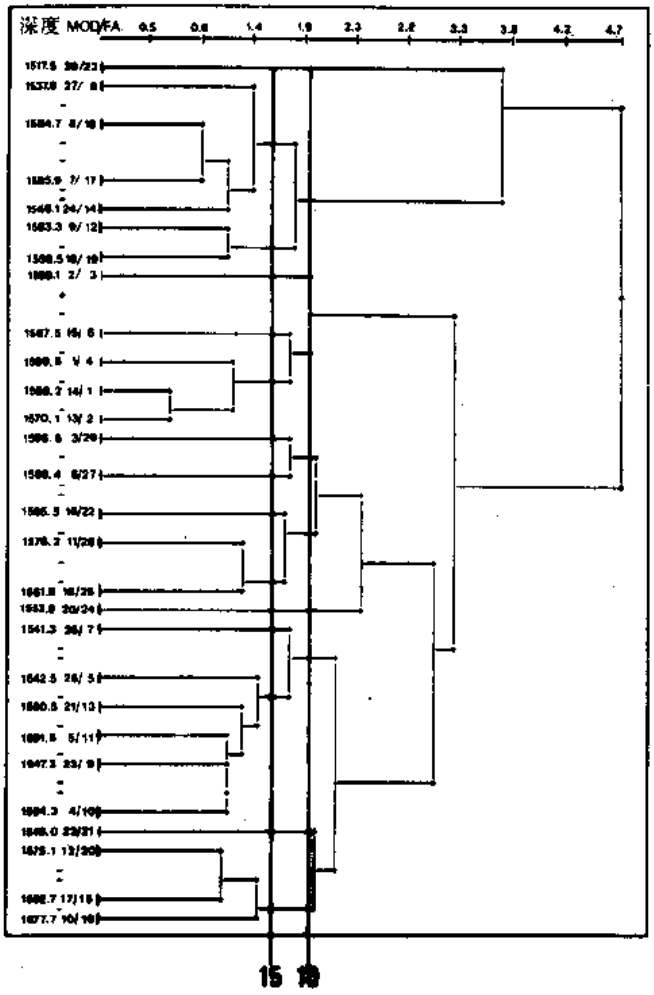


图 5-26 枝状图的例子

按照划分的部位定义 10 或 15 个主要的点群(测井相)

在这个阶段，原先叙述的 LITHO● 和 SYNDIP 程序可以用来给出矿物成分、地层厚度和内部结构以及接触面性质的精确概念，所有这些信息都有助于相的识别。

5.3.2.7. 结果的表示

应该评价原始测井，评价使用 GEODIP 或者 LOCDIP 类型的程序处理的倾角测井，至少评价倾角测井是否已经用来确定测井相，最后评价自动处理结果。我们同样有控制测井相质量分析的方法。我们同样可以增加自动定量解释结果，提供矿物成分、孔隙度和饱和度(图 5-28)。我们还可以把测井相分析得来的地层分层或者划分迭放在原始测井图上（图 5-27)。

●斯仑贝谢商标。

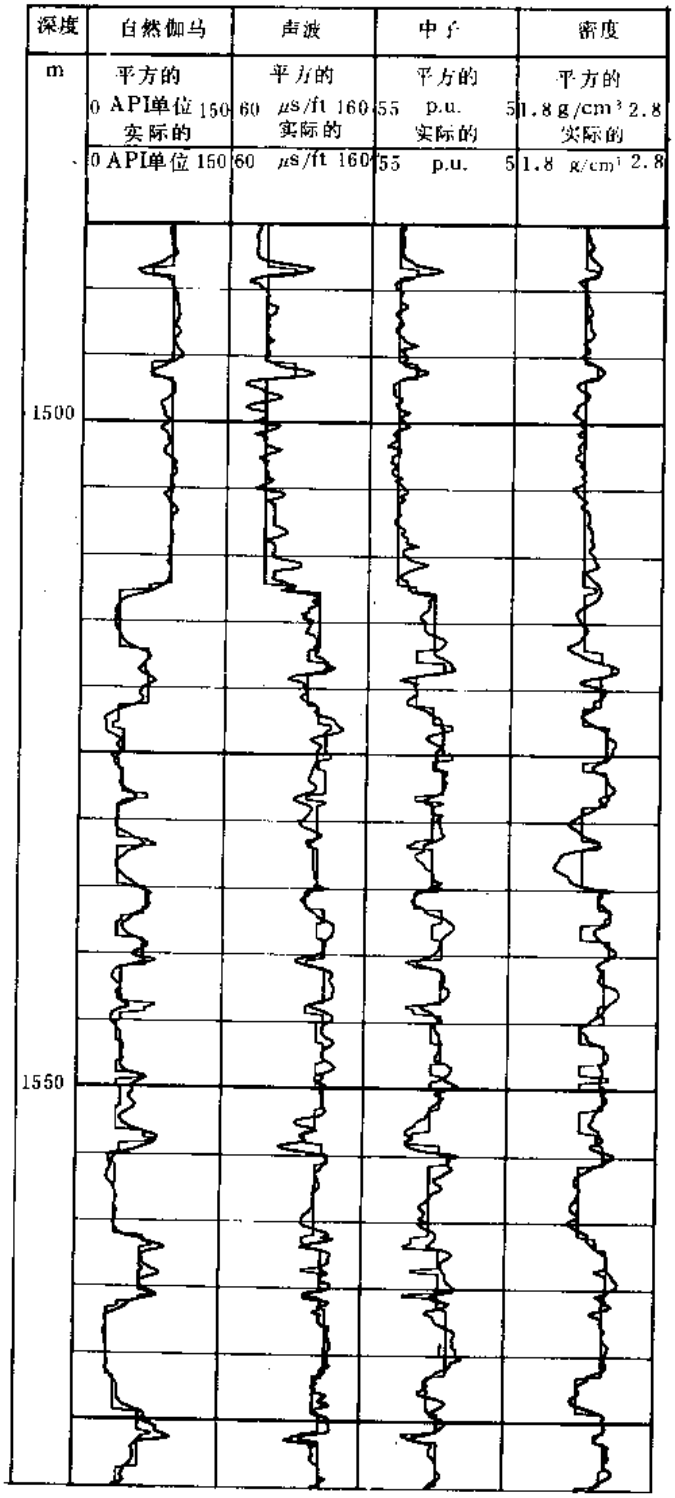


图 5-27　根据局部模式划分测井井和录井比较

(刊于测井评价会议,印度,1983)

5.4. 根据测井信息分析序列

一方面在于分析测井相转变成其它相的类型（渐变或者突变）；另一方面按不同的比例尺把测井相排列成垂直序列（基本的、中等的或者巨大的序列）。

5.4.1. 渐变：基本电序列

渐变可以使用"上斜线"或者基本的电序列来表达，在一种或多种测井图上可以同时识别，它们通常是自然伽马、自然电位、电阻率，有时候还有声波、密度和中子。

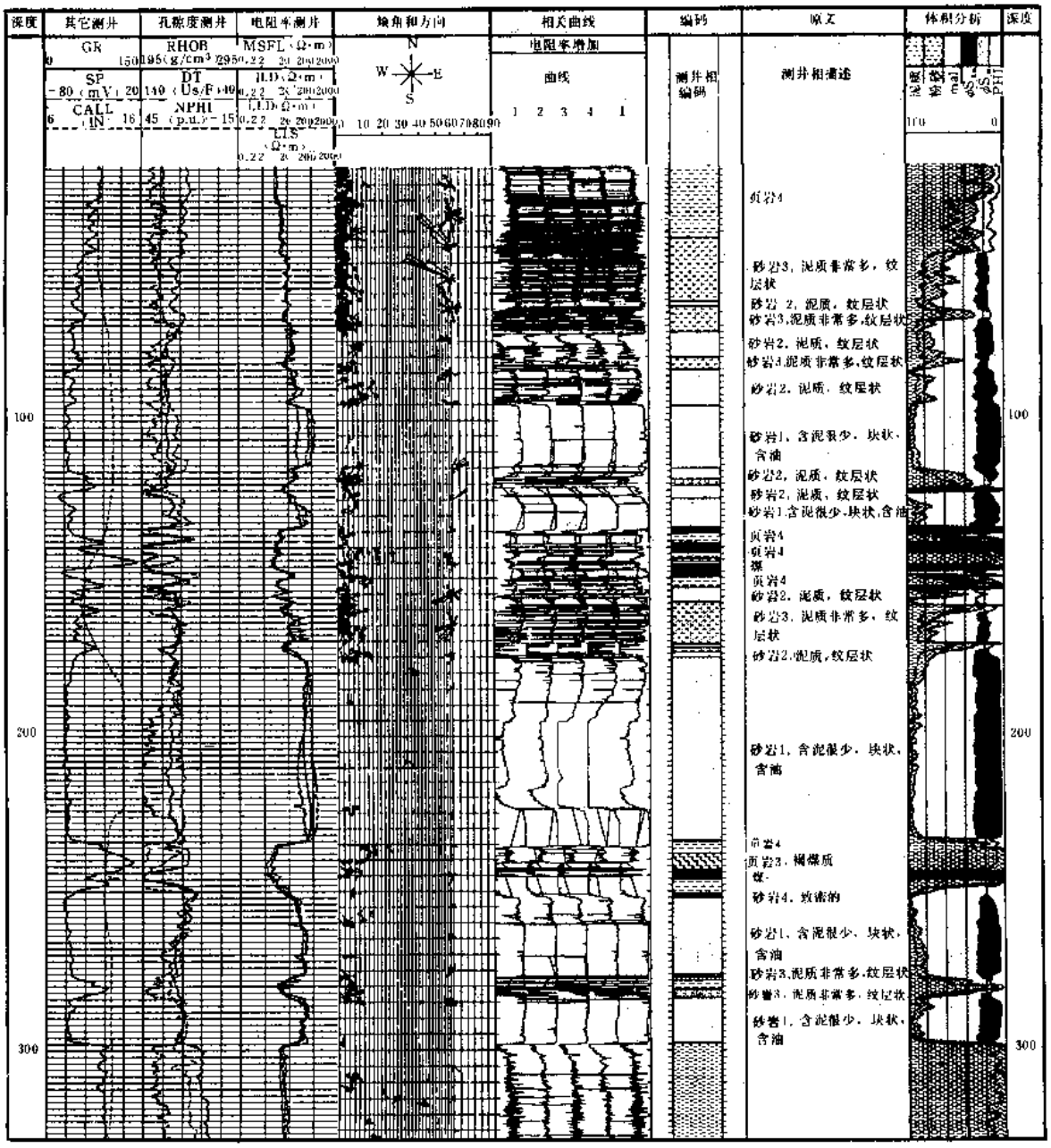


图 5-28 表示使用 FACIOLOG 处理的结果

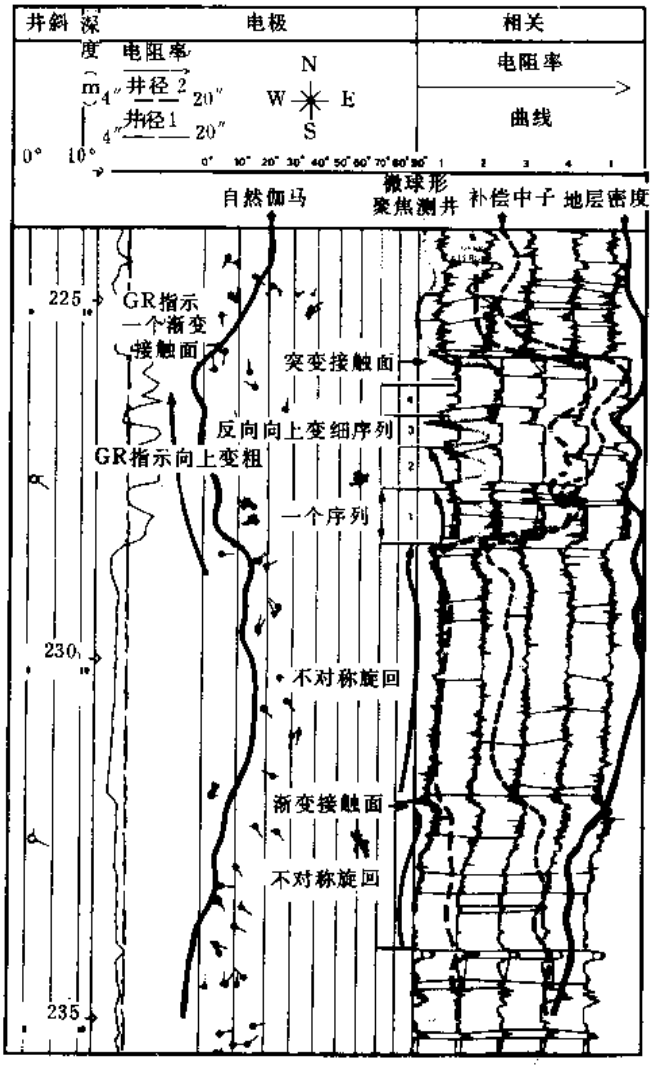


图 5-29 倾角测井电阻率曲线的研究表明指示正向递变的演变同自然伽马指示的演变相反

(刊于测井评价会议,阿尔及利亚,1979)

评注：应该记住电阻率曲线上的"上斜线"可能相当于油气水（基本上为油）过渡带的转变，而且还指示饱和度的演变。对流体很少或者不敏感的其它测井（特别是自然伽马）有可能鉴别沉积电序列这种转变的情况。

当基本序列的厚度很薄（ncm 或者 ndm）时，在宏观上无法识别。在这种情况下电序列只在微观上评价（微测井以及倾角测井电阻率曲线，图 5-7）。

由于每个序列厚度的垂直演变，有时在宏观给出与倾角测井电阻率曲线研究相反的序列演变概念（图 5-29）。在这种情况下，这自然是由唯一有价值的倾角测井提供序列演变概念。

注：在偏斜井的情况下，作曲线演变解释时应该多加小心。实际上有些序列纯粹是人为的，仅仅由下面或者上面岩层的影响引起，即由钻井轴线和恰好处于在测量仪器对面背后地方的岩层之间的视倾角的影响引起。

在陆源碎屑层系中，基本的电序列（参看图 5-6）一般来说表示粒度和泥质或者放射性矿物的百分比同时总的演变：正向递变("向上变细")或者反向递变("向上变粗")。

在碳酸盐岩层系中，基本电序列常常表示矿物成分的演变（富含粘土或者白云岩）、结构参数更罕见（以粒状灰岩或者细粒灰岩转变到粒泥灰岩或者泥灰岩）（图 5-31）。

5.4.2. 突变

它相当于一种或几种测井图上观测值的同时突然改变。它的解释需要研究测井相之间的关系，从而引出下列结果，一方面是测井相序列的确定，另一方面是转变的性质：下一个序列项的转变、沉积环境的基本改变或者意外事故断层的转变。而且，如果数值的突然变化相当于硬石膏地层转变到杂卤石地层的话，那么它实际上反映蒸发盐岩层序的自然演变：下一个界限的演变表示含盐度高或者越来越有限的和封闭的（不流通的）环境。

相反，泥岩到砂岩或者砂岩到石灰岩的突然转变可能指示沉积环境的基本变化，而且标志新的沉积旋回的开始，即使倾角测井上没有侵蚀表示（在电阻率曲线研究时也能见到，参

看图 3-12）或者扭曲面表示（指 GEODIP 四条倾角测井曲线，参看图 3-7）。

最后，数值的突然改变可能与断层或者表示不同性质的两种岩石接触面的不整合面横穿有关。倾角测井的研究常常能够辨认出这些现象（参看第 11 和 12 章），而且还能够确定这种变化的成因。

5.4.3. 测井相序列

除非发生意外的构造、不整合、侵蚀或者无沉积期事故，否则如果没有相继而来的随机因素，那么测井相与相完全一样。为了考虑按照瓦特相的侧向关系定律所反映的序列（韵律或者旋回），有必要把它们按垂直顺序排列。

正如前面所见到的，有些交会图直接指示这些测井相序列（图 5-8）。但是毫无疑问从它们得出的更好的和有效的方法将是构成建立在 Walker（1979）提出的技术基础上的转移概率矩阵，吸收了 Graaf 等（1965）和 Selley（1969）的成果。这种矩阵（表 5-7）的分析实际上使得我们有可能确定尽可能的测井相序列的顺序，而且根据测井相理论序列（图 5-32）和突变的性质：下一个序列项的正常转变或者迅速改变和新的沉积旋回的开始，下一个测井相根据理论序列没有出现在它的位置上或者属于另一个序列。

5.5. 测井相和序列分析的应用

测井相和序列分析是地层地质研究的基本阶段。因此，应用很多这是正常的，而且涉及与沉积学以及与储集层定量解释有关的若干领域。

表 5-7 转移概率矩阵(刊于测井评价会议，印度，1983)

相	1	2	3	4	5	6	7
1	* * *	18	39	−20	−2	−18	−15
2	−8	* * *	−19	−19	−20	−17	85
3	−1	−1	* * *	9	0	3	−9
4	−9	−1	−23	* * *	16	11	7
5	15	−2	26	−15	* * *	−13	−9
6	−9	−1	−13	4	11	* * *	9
7	−9	−1	0	22	−24	12	* * *
(累　计)	5	1	12	12	13	11	9

5.5.1. 沉积环境的重建

正如 Middleton，1978（引用瓦特，1979）已经得出的结论，测井相分析的最终目的是重建沉积环境，而且在某种意义上相的解释经常是模棱两可的。

实际上，我们不可能确定沉积环境，把相重新放置在它的地质背景内，因为同一种相可能被识别为几种不同的沉积环境。

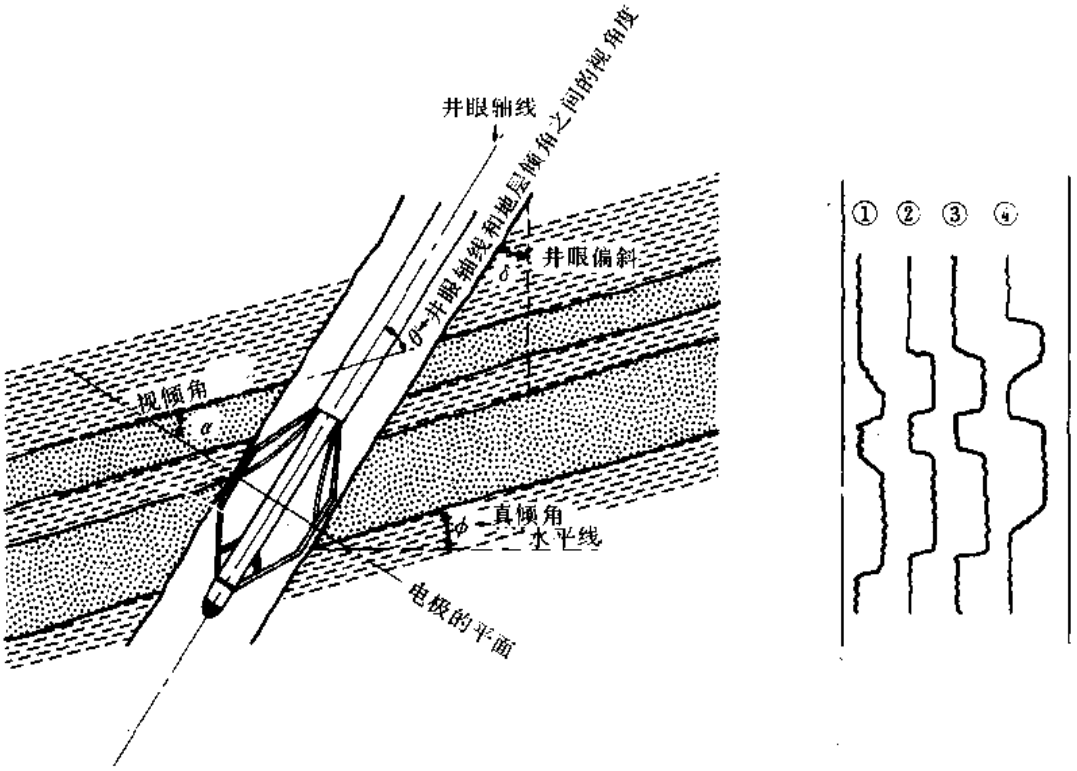


图 5–30　由钻井轴线和地层倾角之间微小的视角度引起的电阻率曲线演变理论上的例子

例如，正如 Walker（1979）已经指出过的，具有交错层理的砂岩可能属于交织网状河流或者曲流河流、潮汐水道、沿岸水流占优势的海洋环境；或者属于潮汐水流占优势的开阔台地。在这种情况下解释的关键在于同时分析所有相，恢复它们在其背景内的位置。这就是说它们属于序列中哪一类。总之，这就是后者常常有可能重建沉积环境的原因。用同一种方法我们只能指出沉积环境重新确定测井相在垂向和侧向电序列演变内的位置。这是为什么，例如，我们不可能只对砂体测井相感兴趣——如同我们过于倾向于根据唯一的 P.S.曲线进行沉积环境的识别一样——因为沉积环境的确定就是在由周围层系的测井相以及垂向、侧向序列的演变和每个相和序列的厚度引出的不同假设之间的选择。

考虑这种资料所具有的重要性，因此把全部时间花在下一章。

5.5.2. 沉积构造的重建

实现同一个油田、可能一个区域或者一个盆地的每口井的测井相和序列分析，我们可能通过测井相对比，同时引向年代地层对比，重建不同相的时空分布。这个同样协助推断沉积环境（图 5–33）。当多井研究的时候这个问题才涉及到。

5.5.3　测井相制图

自然电位和电阻率曲线的外形由于它指示沉积环境和相，因此曾用来确定相的空间分布（参看图 5–3）。我们可能通过特殊测井相的等厚度、百分比图以及两种测井相的等比图的实现推广这种应用。而且如果电阻率峰相当于砂岩地层，而谷相当于泥岩地层，那么电阻率谷的累积厚度比反映砂泥比（图 3–43，第 3 章）。这种图以精确而定量的方法客观描述已知间隔内相的侧向演变。这种类型的应用将在测井应用于综合工作一章中加以详述。

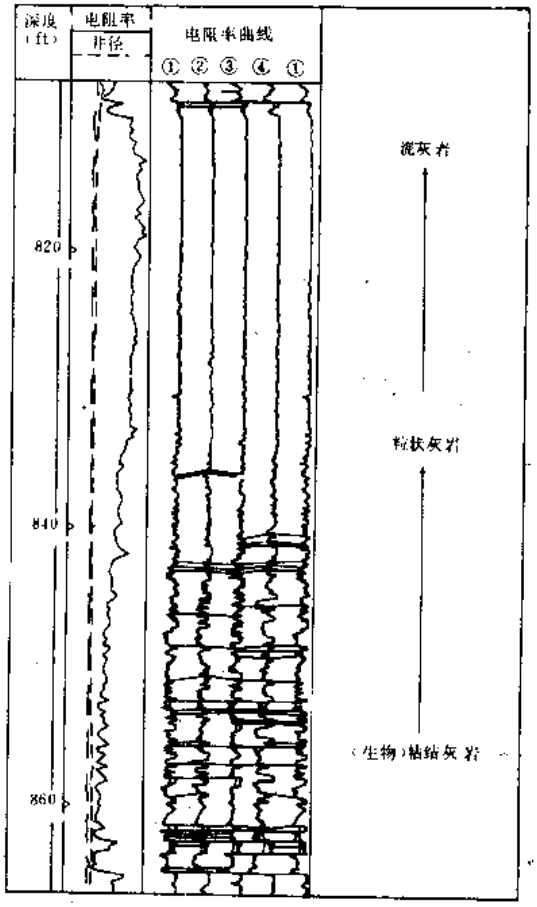
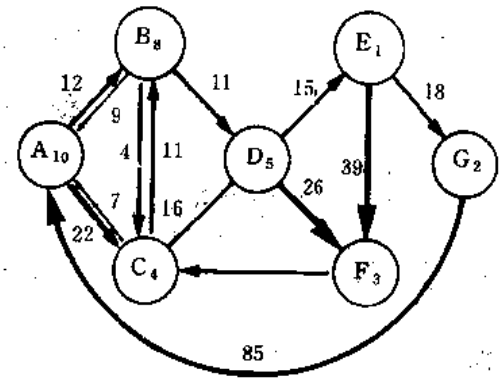


图 5-31　表示结构变化的一个石灰岩层系演变的例子

a



b

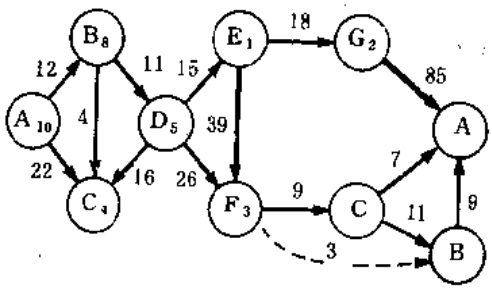
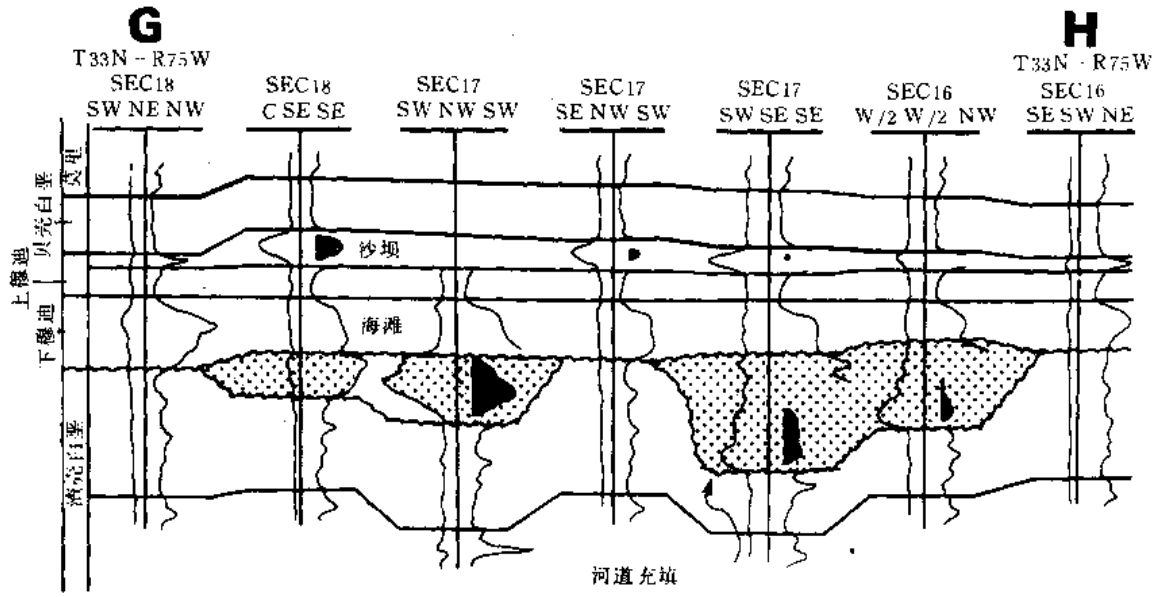
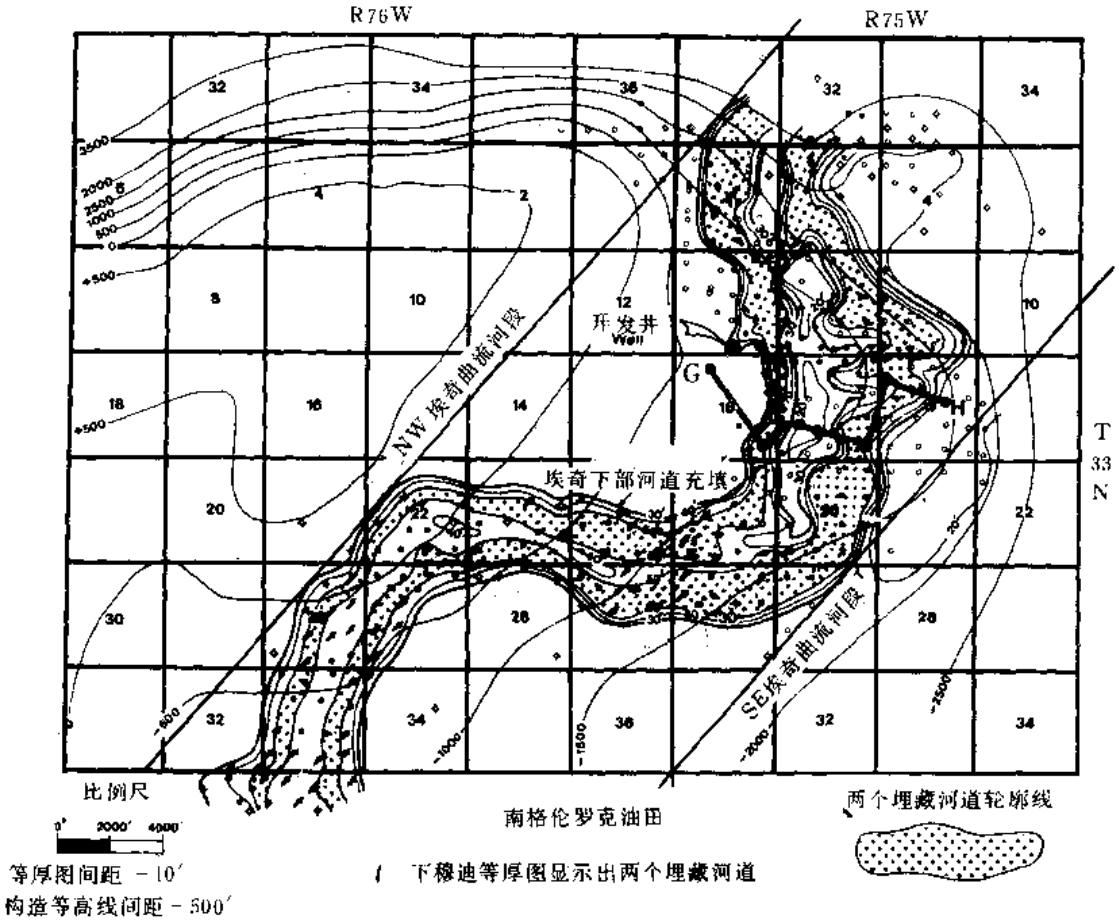


图 5-32　表示相之间关系及其根据理论序列的解释(引于测井评价会议,印度,1983)



(a)



(b)

图 5—33 (a)怀俄明，南格伦罗克油田的对比；(b)具有两个埋葬河道特征的下穆迪等厚度图

(据 Curry 和 Curry，1972)

5.5.4. 测井相库的建立

当综合确定一个油田、一个区域或者一个盆地几口井上的测井相和序列分析结果时，我们可以建立一种测井相和电序列("理论相的")"书库"，这就有可能参考某一个书库研究所有新井。

另一方面，确定在同一沉积环境内出现的地层的测井相和电序列的分析或者"蒸馏"(Walker，1979)，有可能提取出表征它的测井特征。

我们还建立相当于 Walker (1979) 取名为相模式的模式，这种相模式功能是：

1) 可以作为每个例子与之对比的标准；

2) 作为今后观察的框架和指南；

3) 新情况下的预测模式("预测器")；

4) 作为水动力学解释的基础。

这种应用极其重要，因为它有可能今后根据不同测井应用一种程序"人工智能"直接确定沉积环境，在下一章中将详述。

5.5.5. 定量解释

测井相和序列的分析以沉积环境和相的重建为结果，我们可能借助每个测井相或者测井相群，确定最可能的矿物模型（例如，石英、长石、斜长石、高岭石，如同砂岩中含有的主要矿物成分）。这就有可能限制每个测井相所考虑的未知数数目，而且使用 GLOBAL 类型的程序有可能使得解释最优化 (Suau 等，1982)。

另一方面，通过倾角测井揭示出的沉积结构和构造有可能确定泥岩和孔隙度的分布形态并相应地选定响应方程式（饱和度计算公式、泥质含量计算公式……）和参数 a，m，n，把地层孔隙度与裂缝以及与饱和度联系起来（结构和构造模式，参看第 9 章）。

我们同样可以更好地确定约束条件并确定每个测井相能够计算渗透率的函数。最后我们可能减少计算时间而且进行许多次检验，检验我们是否研究有关局部模式或者测井相，将不采用固定的采样间距。所有这些问题将在第 9 章中加以详述。

5.5.6. 更合理地挑选供实验分析用的岩芯样品

这常常是一个不太重视的问题。当把岩芯与测井相和序列或者至少测井分析结果进行对比时，我们可能考虑以更合理的方法选择和确定供实验室详细分析用的采样间距。这就有可能一方面节省经费和时间，而另一方面确定某些解释差的测井响应。

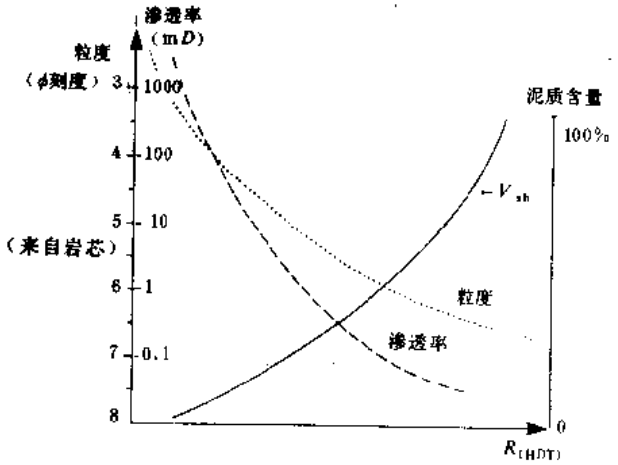


图 5-34 倾角测井电阻率(图 5-6)与泥质含量、粒度和渗透率的关系

因此，如果我们参考图 5-6 的例子，在一个或者两个电序列上集中采样和分析，那么我们一方面可以根据粒度测定、泥质含量和渗透率校正电阻率曲线(图 5-34)，而且另一方面确定沉积环境和相。这样，那些具有相同测井特征的所有没有取芯层段甚至同一个油田的所有井解释就会很容易、很迅速而且很经济地进行。

参 考 文 献

BLATT, H., MIDDLETON, G.V. & MURRAY, R. (1980). – Origin of Sedimentary rocks. 2nd ed. *Prentice–Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.*

CURRY, W.H. & CURRY, W.H.IV (1972). – South Glenrock Oilfield, Wyoming. Prediscovery Thinking and Post–Discovery Description. In: Stratigraphic Oil and Gas Fields – Classification, Exploration Methods and Core Histories. *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem.* **16,** *p. 415–427.*

DELFINER, P., PEYRET, O., & SERRA, O. (1984). – Automatic determination of lithology from well logs. *SPE of AIME, 59th Ann. Techn. Conf., Houston.*

DELHOMME, J.P. & SERRA, O. (1984). – Dipmeter–derived logs for sedimentological analysis. *SPWLA, 9th Europ. Log. Symp. Trans., Paris.*

FISHER, W.L. (1969). – Facies characterization of Gulf Coast basin delta systems, with some Holocene analogues. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.,* **19,** *p. 239–261.*

FISHER, W.L. & BROWN, L.F. Jr. (1972). – Clastic depositional systems – A genetic approach to Facies Analysis. *University of Texas, Austin, Texas Bureau of Econ. Geol.*

FISHER, W.L., BROWN, L.F. Jr., SCOTT, A.J., McGOWEN, J.H. & al. (1969). – Delta systems in the Exploration for oil and gas – A research colloquium. *University of Texas, Austin, Bureau of Econ. Geol.*

FONS, L. (1969). – Geological Applications of Well Logs. *SPWLA Ann. Log. Symp. Trans.*

de GRAAF, J.F.M, READING, H.G. & WALKER, R.G. (1965). – Synsedimentation in the Lower Westphalian of North Devon. *Sedimentology,* **4,** *p. 1–52.*

GRESSLY, A. (1838). Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *Neue Denkschr. allg. Schweiz. Ges. ges. Naturw.,* **2,** *p. 1–112.*

HAUG, E. (1907). – Traité de géologie. *Armand Colin, Paris.*

KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L (1963). – Stratigraphy and Sedimentation. 2nd Ed. *W.H. Freeman & Co., San Francisco.*

LENNON, R.B. (1976). – Geological factors in steam–soak projects on the west side of the San Joaquin Basin. *J. Petroleum .Technol., July,* p. *741–748.*

LINK, P.K. (1982). – Basic Petroleum Geology. *OGCI Publications, Tulsa.*

LOMBARD, A. (1956). – Géologie sédimentaire–Les séries marines. *Masson & Cie, Paris.*

MIALL, A.D. (1984). – Principles of Sedimentary Basin Analysis. *Springer, New York.*

MOORE, R.C. (1949). – Meaning of Facies. *Geol. Soc. Amer., Mem.* **39,** *p. 1–34.*

NORWOOD, E.M. & HOLLAND, D.S. (1974). –Lithofacies mapping. A descriptive tool for ancient delta systems of Louisiana outer Continental Shelf. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.,* **24,** *p. 175–188.*

PIRSON, S.J. (1977). – Geologic Well Log Analysis. 2nd ed. *Gulf Publishing Co., Houston.*

READING, H.G. (Ed.) (1978). – Sedimentary environments and Facies. *Blackwell Sci. Publ., Oxford, England.*

RIDER, M.H. & LAURIER, D. (1979). – Sedimentology using a computer treatment of well

logs. *SPWLA 6th Europ. Symp., London, paper J.*

SELLEY, R.C. (1970). – Ancient Sedimentary environments. *Chapman & Hall, London.*

SELLEY, R.C. (1977). – An Introduction to Sedimentology. *Academic Press, London.*

SERRA, O. (1972). – Diagraphies et stratigraphie. In: *Mém. BRGM*, **77**, *p. 775–832.*

SERRA, O. (1977). – Méthode rapide d'analyse faciologique par diagraphies différees. *SPWLA, 5th Europ. Symp., Paris, paper 9.*

SERRA, O. & SULPICE, L. (1975). – Sedimentological analysis of shale–sand series from well logs. *16th SPWLA, Ann. Log.Symp. Trans., paper W.*

SERRA, O. & ABBOTT, H. (1980). – The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy. *55th Ann. Fall. Tech. conf. SPE of AIME, paper SPE 9270.*

Services Techniques Schlumberger (1979). – Well Evaluation Conference, Algeria.

Services Techniques Schlumberger (1983). – Well Evaluation Conference, India.

SUAU, J. & SPURLIN, J. (1982). – Interpretation of micaceous sandstones in the North Sea. *SPWLA, 23rd. Ann. Log. Symp. Trans., paper G.*

TEICHERT, C. (1958). – Concept of facies. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **42**, *p. 2718–2744.*

VISHER, G.S. (1965). – Use of the vertical profile in environmental reconstruction. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **49**, *p. 41–61.*

WALKER. R.G. (Ed.) (1979). – Facies models. *Geosciences Canada. Reprint Series 1. Geological Assoc. of Canada.*

WALTHER, J. (1893). – Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft. *Fischer, Jena.*

YAPAUDJIAN, L. (1972). – Une approche actualiste en géologie sédimentaire (quelques données d'interprétation des séquences de plateforme). In: *Mém. BRGM, 77, p. 715–744.*

第6章　关于沉积环境的信息（沉积岩的形成）

1. 定义及一般概念的回顾：

环境这一名词术语一般地说要从地理和地貌意义方面来理解。沉积环境是限于地表地理上的一部分，容易根据受环境控制的一组物理、化学和生物因素与相邻部分区分（Selley，1970；Reineck & Singh，1975；Blatt et al.，1980）。

表征环境的物理因素很多。它们包括：

1）气候。天气和一些要素：温度的变化（白天的、夜间的、季节性的）；雨或雪降落的影响和频率；湿度；风的流态（主要的方向，速度及其变化），对每种类型植物起作用的各种因素；

2）地貌轮廓。集水盆地的性质，大小和形状，决定水流流态的坡度和大致水深；

3）海洋环境。深海轮廓，潮汐的幅度，波浪和水流的强度和速度，风的流态；

化学因素一部分包括构成沉积面的岩石地球化学，而另一部分包括盐沉淀和溶解气体、雨水或者含水环境（湖泊、海洋、大洋）的pH，氧化—还原电位。

生物因素包括陆生或者水生的动物群和植物群，生存在环境中的细菌。

这三个因素并不是独立的，而是存在内在的联系，当其中一种因素变动其余一些因素会产生反应。

按照介质（空气、冰或水）和主要因素的类型，环境可以是侵蚀，沉积或者侵蚀沉积均衡位置（表6-1）。

表6-1　环境的分类（据Selley，1976）

		侵蚀的	平衡的	沉积的
陆地	陆上的	占优势的	准平原发育，土壤、红土和铁casing上	罕见的（风成的和冰川的）
	水下的	局部的	未知的？"硬地"[1]发育，	局部的（河流和湖泊）
海洋		罕见的	常见结核状的和矿化的	占优势的

① 硬地（hand ground），即固结的现代碳酸盐岩。——译者

在古代层系的研究中，因为它实际上仅有利于沉积物的堆积，因此它自然是我们力图辨认的沉积环境。然而，这种辨认只能通过沉积物上留下的痕迹：在此环境中沉积的岩石特征——因而它们的相——和沉积序列。

尽管如此，应该保存侵蚀期或者无沉积期沉积作用基本过程的特征。因此，重要的是在时间和空间中探测它们，确定它们的位置，因为它们有可能更好地确定沉积盆地的环境和地质历史。

特别是限定沉积环境的一些因素，而且这样一些因素还控制着在环境中堆积的沉积物特

征和性质，归在图 6–1 中。

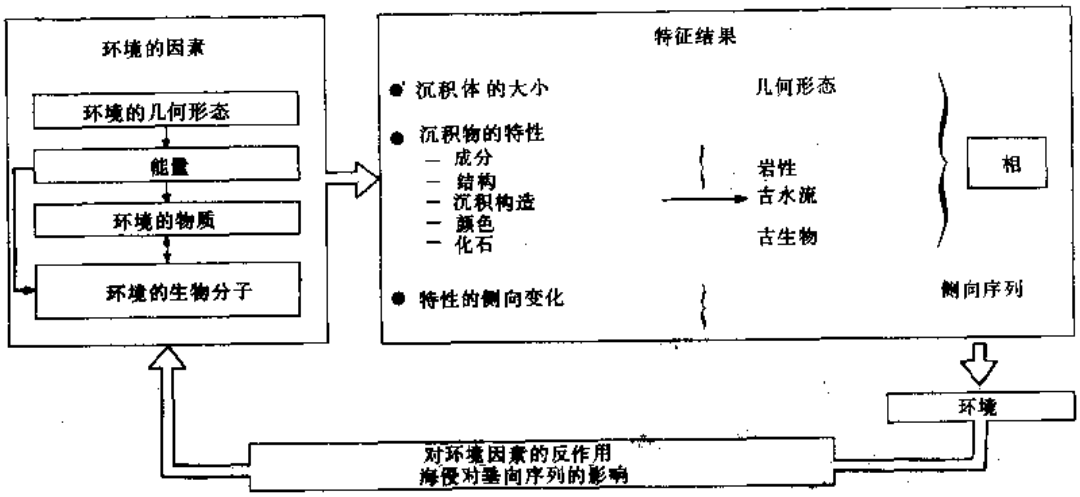


图 6–1　环境因素，相以及侧向和垂向序列之间的关系

（据 Krumbein & Sloss，1963，稍加修改）

现在考虑诸因素当中的每个因素。实际上，环境的几何形态相当于地貌。在海洋环境中它包括海底地形，水深，边界条件：海滨的距离、海湾的形态……。所有这些因素又反过来部分地控制依赖于风、湖汐、温度及其变化的能量及其分布。

沉积作用的介质（空气、淡水或者咸水、冰），沉积表面的成分，在此环境中搬运、在此环境中形成，以及在此环境中沉积的颗粒或结晶的成分和结构，是构成物质因素。这种因素还包括沉淀盐（Ca^{2+}，Na^{+}，CO_3^{2-}，SO_4^{2-}，Cl^{-}）、溶解气体（CO_2，O_2，H_2S，…）、pH、温度、呈悬浮状态的颗粒数量。这些参数不仅相互影响而且还影响介质的密度和粘度。

表 6–2　沉积环境的分类（据Selley，1976）

大陆的	扇砾岩		网状的
	河流		
	湖泊		曲流的
	风成的		
海岸	朵状（三角洲）		碎屑岩
	线状（障壁）		碳酸盐岩与碎屑岩混合
海洋	礁	碎屑岩	碳酸盐岩
	陆架	碳酸盐岩	
	浊积岩		
	远洋		

注：这张表只列出通过大量古代沉积物而归纳出来的那些环境。

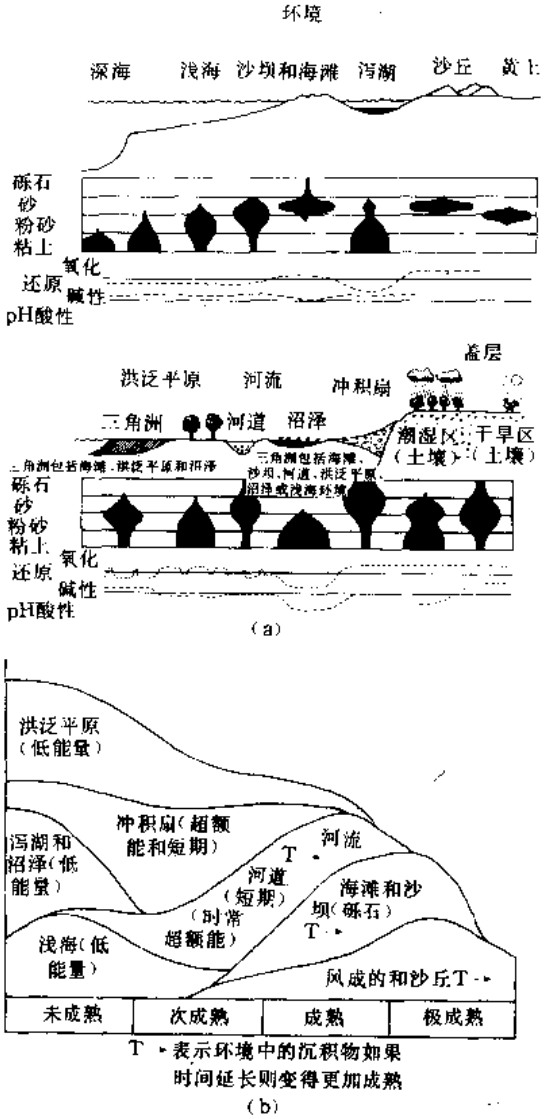


图 6-2 (a) 粒度分布与环境的函数关系;
(b) 结构成熟度和沉积环境之间的关系

其它要素同样互相影响，而且能量控制着呈悬浮状态的颗粒数量和沉积的颗粒大小。它同样决定了水流类型（层流或者浊流），因而也决定了沉积特征的性质。

能量和物质因素反过来控制生物因素。生存生物及其残存者的存在依赖于控制沉积物的同样因素。清洁和温暖、富氧、弱碱性的海洋，有利于生物的发育；反过来，又有助于大量碳酸盐形成。相反，浊流环境或者还原条件限制生物的活动。

我们容易想象限定环境的所有这些因素，一部分直接控制每种沉积物类型的性质和形状（几何形态），另一部分直接控制沉积物的特征和性质，因而直接控制它们的相（成分、结构、古水流类型、沉积特征、颜色、动物群和植物群）。

此外，在地理上，甚至与环境因素的局部和逐渐变迁有关（例如能量同时发生的增强和减弱），我们观察过沉积物性质的逐渐演变（例如富含粘土质颗粒、动物群和植物群的变化）。这表示相的侧向变化或者侧向序列。

然而另一方面，随着沉积物沉积环境因素的变动：几何形态、水深及能量分布；化学成分、动物群和植物群组分……。环境中因素反复变迁的结果有利于相的垂向序列的发育（图 6-1）。

由前所述，显然这是一种相反的尝试，一方面强调有关相的识别，而另一方面强调对垂向和侧向序列其排列的研究，应该能追溯其原始因素。因此对环境来说，应该能通过均变论法则的应用来追溯。

如果考虑确定沉积环境因素的数目，我们可以认为环境的数目即使不是无限，那么也很难进行计算。若计算的话，正如我们已经见到过的，所有这些因素严格说来都是相依的，并且许多交互作用的因素组合形成一个复杂系统。这就是为什么，虽然两种环境从未完全相同过，但是过渡环境则是普遍的，一般来说，主要的环境数目是有限的，这是因为我们把这种看法建立在起支配作用的因素基础上。这里并不包括每个环境再细分成与各种不同的成因紧密联系的亚环境。表 6-2 给出一般为大家所承认的分类。

2. 沉积环境重建的意义

沉积环境的重建并不具有纯学院式的意义。这是自然资源寻找方面的需要。这些自然资源包括油气、煤炭、磷酸盐、钾盐、铀、某些金属矿和可饮的水或者地热。事实上，这些资源的寻找是与某些特定的环境有关。

在寻找石油方面，地质主要目的之一是评价盆地的生油能力，因此在于确定不同相的性质、厚度和侧向延伸，即相当于确定生成油气的母岩，油气聚集的储集岩石和保护以后的整个运移以及构成有效圈闭的盖层岩石。

此外，沉积环境的重建只能做为有关相的侧向演变及储集岩石物理特征的一种概念，以及有关渗透障壁可能存在的一种概念，每种类型的信息对油田生产及油井定位方面，以及二次回收期间的注采都是需要的。

3. 根据测井图重建沉积环境

在古代层系的研究中，地质传统方法在于分析岩石样品，因此通过沉积环境遗留下来的痕迹来确定相。

粒度和结构成熟度可帮助识别沉积环境，如图 6–2 所示。

如同前面所见，沉积特征同样构成识别环境和相的极重要的信息。不过，光识别相还不够。

有关每个相或相序的厚度，及其随时间和深度的演变的补充信息，往往能区分两个或者三个环境并作出可能的选择（图 6–3）。

在几口井的研究中，环境和相还可以更好地和更可靠地采用对比技术确定并建立相图（砂体的等值线图或者等厚度图，图 5–33）。沉积体的几何形态是识别环境和相的重要参数。在图 5–33 所表示的例子中，曲流河流环境根据等厚度图容易识别，而且由此容易确定曲流沙坝沉积的位置。举引自 Sabins（1972）的另一个这样的例子，在比斯蒂油田建立的砂体对比图（图 6–4）和等厚度图（图 6–5）有可能识别储集层的性质：沿岸障壁砂岩。

但是，在重建沉积环境时只能通过一定数目的特定组合这一有效的方法确定，这种特定组合构成 Visher（1965）取名垂直剖面的特定组合，或者构成 Walker（1976）命名相模式的特定组合。这个相模式被认为是所有属于同一环境的古代或者现代层系所共有的主要特征（图 6–6）。

正如在前一章已论证过，不同的测井有可能辨认出相当的相和序列。人们设想它一开始是能用来识别沉积环境。自然电位和电阻率曲线形态分析则是应用于这些目的一种说明（第 5 章，图 5–1）。图 6–7 和 6–8 的一些小图说明 Fisher（1969）建立的典型剖面，包括一个三角洲盆地内存在的不同类型的环境和相。

然而，正如已经指出过的，这种技术有其限制。这就是为什么提出与 VISHER 的垂直剖面或 WALKER 的相模式相类似的方法。它在于建立每个环境一种电相模式。在这个建立过程中一方面努力将测井响应转换成地质模式；另一方面努力增加表征环境特征的不同测井的特有特征。这就意味着采用所有的测井，特别是使用为 HDT 仪器设计的 GEODIP 和为 SHDT 仪器设计的 LOCDIP 类型的程序处理的倾角测井所得来的信息。事实上，如同我们已经见到过的，一种沉积环境时常具有在其中形成时受其动力条件控制的沉积构造特征，而这些由倾角测井能够显示出来。正如 Walker（1976）指出过，这样的电相模式可以作为标准，为了确定环境可以把每个实际例子与标准相比较，而且用作指南，指导进一步的观察和模型的充实。

4. 主要沉积环境的测井解释

对于主要的环境来说可考虑后面内容，简洁地介绍 WALKER 所定义的哪个相模式及其相当的电相；用测井响应，特别是用倾角测井响应来解释。我们还考虑了由 GEODIP 或 LOCDIP 类型的程序处理的结果，因为在这些资料上可以容易地控制相关以及倾角的有效

性，能够分析岩层界限的性质，而且也能够使得解释建立在实际研究基础上。

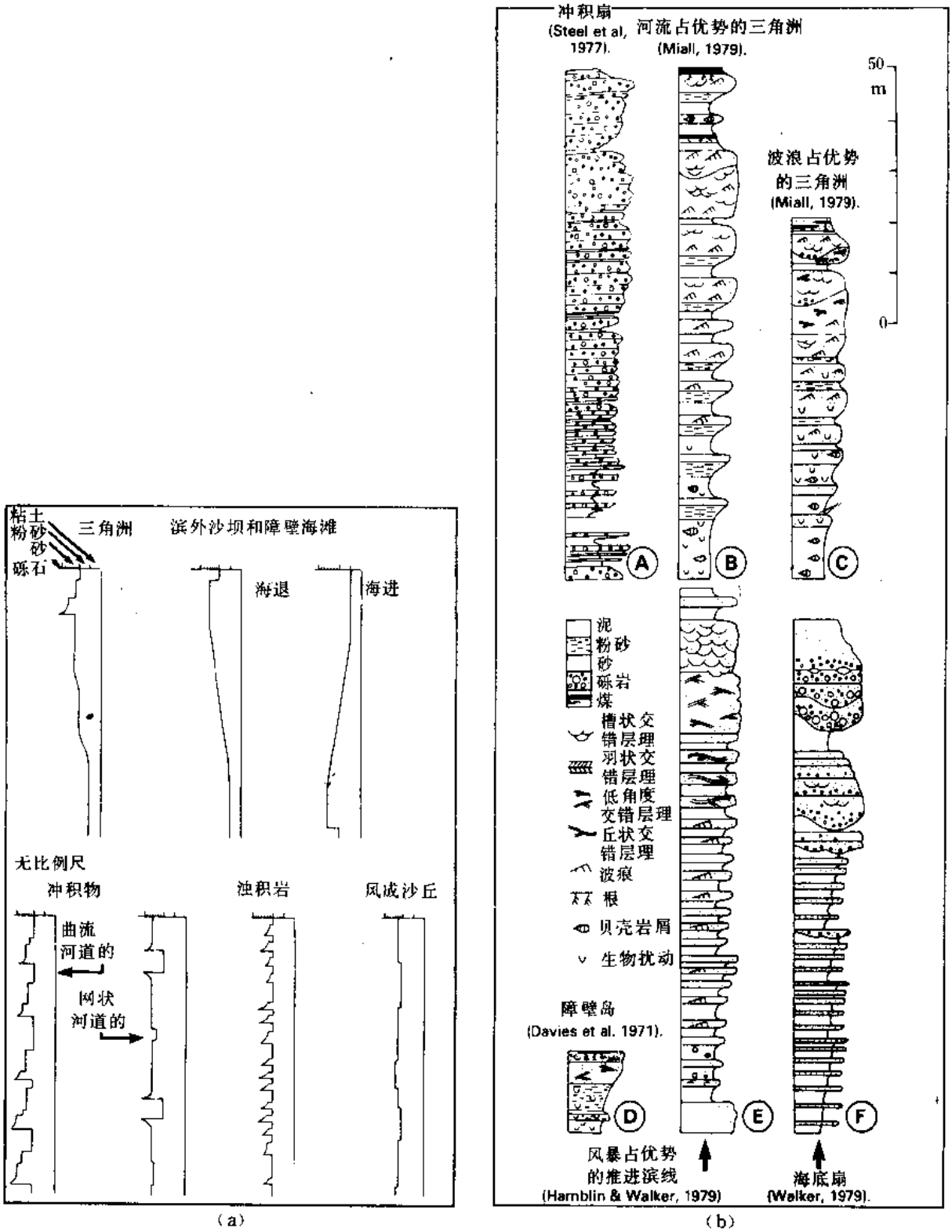


图 6-3　有关相和序列的厚度及其频率的信息可以用于确定沉积环境(a)：据 Selley，1970；(b)：据 Miall，1984)

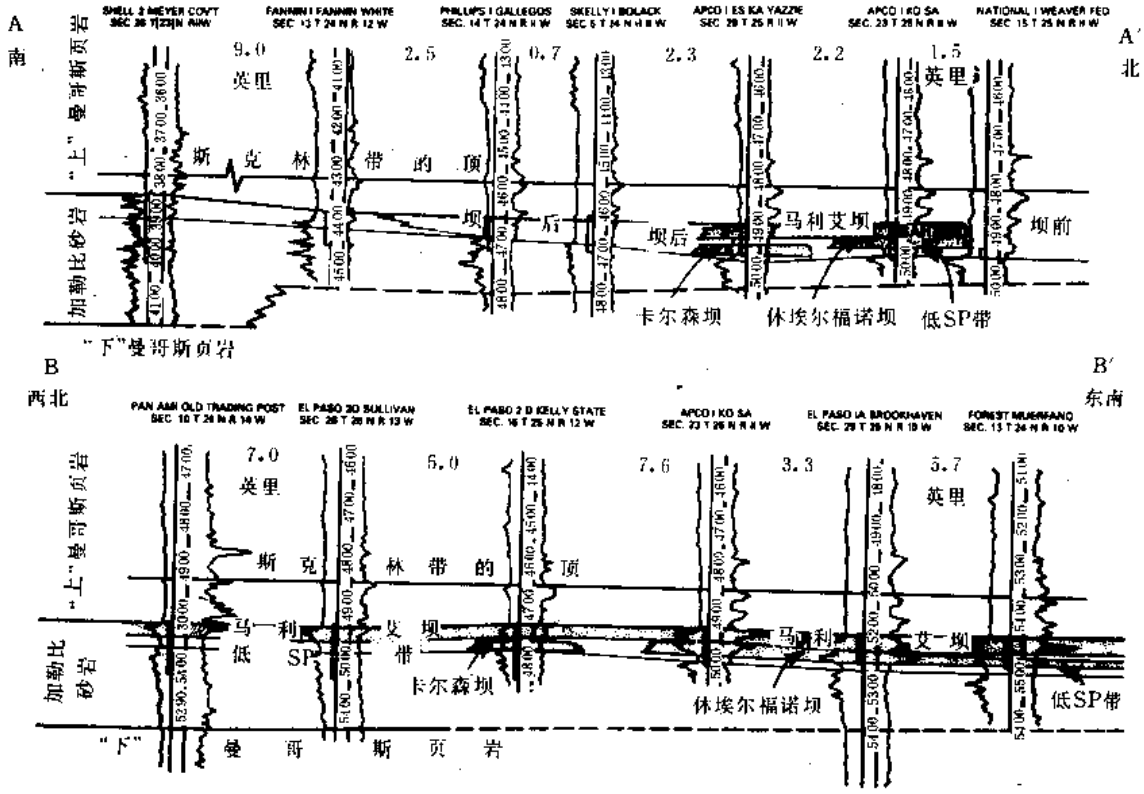


图 6–4　新墨西哥比斯蒂油田钻井间测井图对比（据 Sabins，1972）

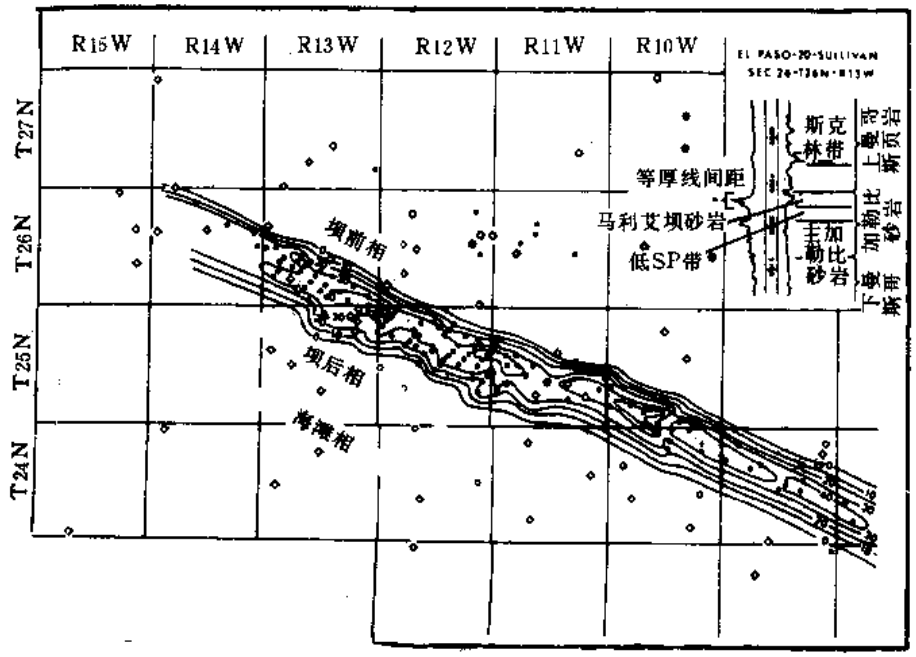


图 6–5　新墨西哥比斯蒂油田堆积厚度的等厚度图，清楚地显示出砂岩相及其沉积环境

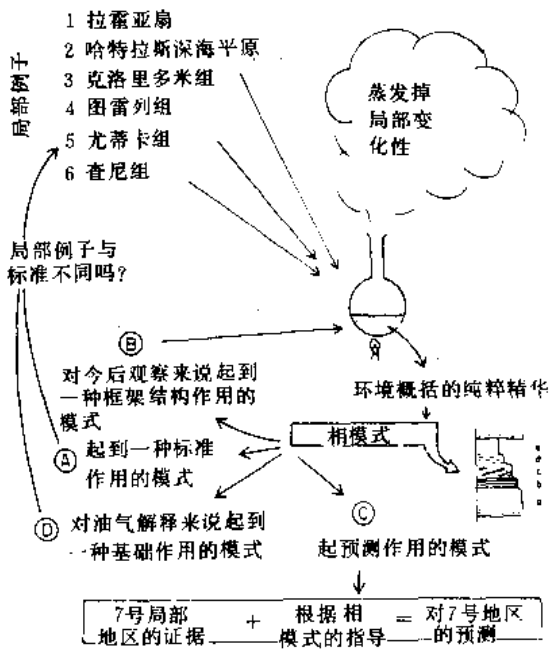


图 6-6 为了提取属于同一个相模式的基本特征而储不同地方的例子（据 Walker，1979）

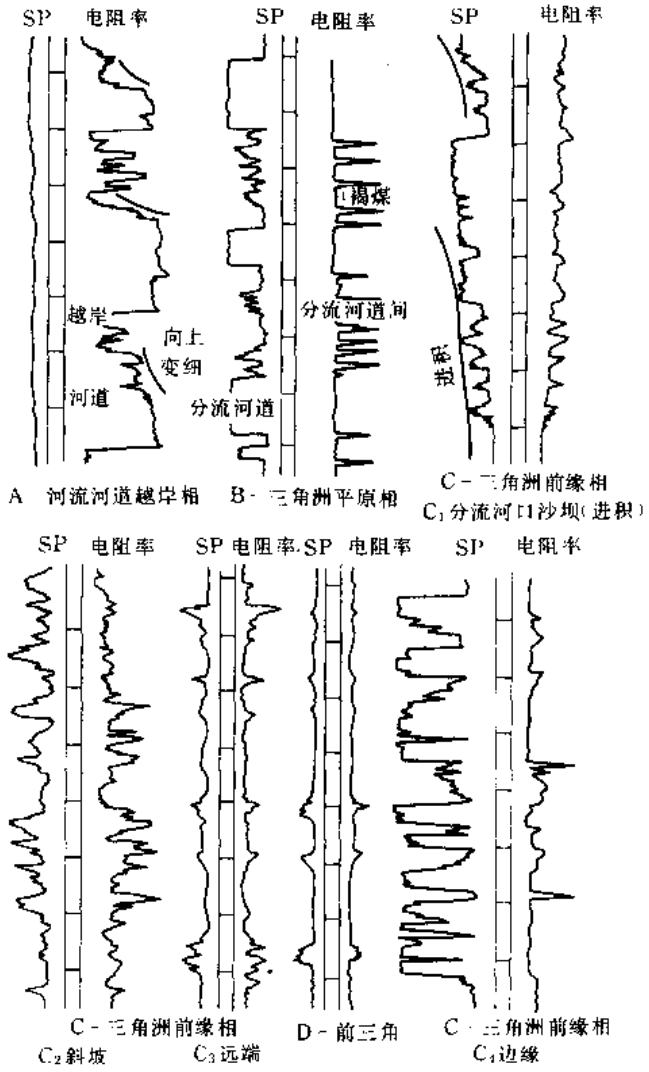


图 6-7 一个星马形高建设三角洲体系的 P.S.和电阻率垂直剖面的例子（据 Fisher，1969）

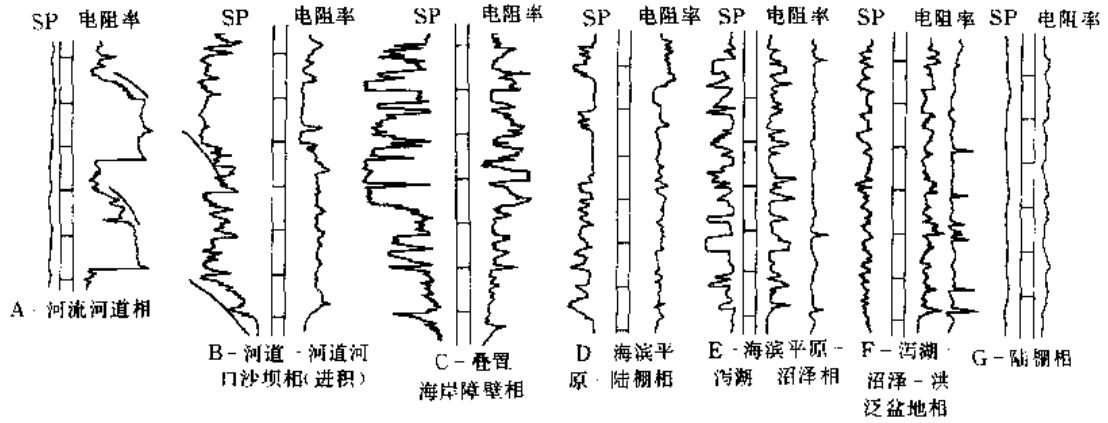


图 6-8 一个浪控高破坏性三角洲体系的 P.S 和电阻率垂直剖面的例子（据 Fisher，1969）

6.1. 冰 川 环 境

6.1.1. 定义

冰川环境具有在大陆上和湖泊中，或者在海洋和大洋中沉积的特征（图 6.1-1），由冰川（冰川或大陆冰川）块体的融化造成的，它搬运陆源碎屑物质，这些碎屑物是由岩石剥蚀和磨蚀引起的滑动，雪崩或者连根拔起造成的，在其活动期间形成冰川河床。图 6.1-2 给出一张现在高山冰川的航空照片。

6.1.2. 相模式

冰川环境所具有的相序列特征可叙述如下。

6.1.2.1. 岩性

应该考虑两种参数。

(1) 成分

冰川沉积一般从冰碛("漂碛") 角度来理解。它们的岩性范围较大，包括火成岩、变质岩或沉积岩的碎块及其粘土。这种岩性的变化与许多因素有关 (Kukal, 1970):

1) 冰川移动所在的那个底质性质;

2) 地貌特征和冰川块体流动的速度;

3) 与冰川相比被搬运物质的位置;

4) 沉积模式;

5) 被冰川融化水冲刷。

冰碛可以细分为两大类:

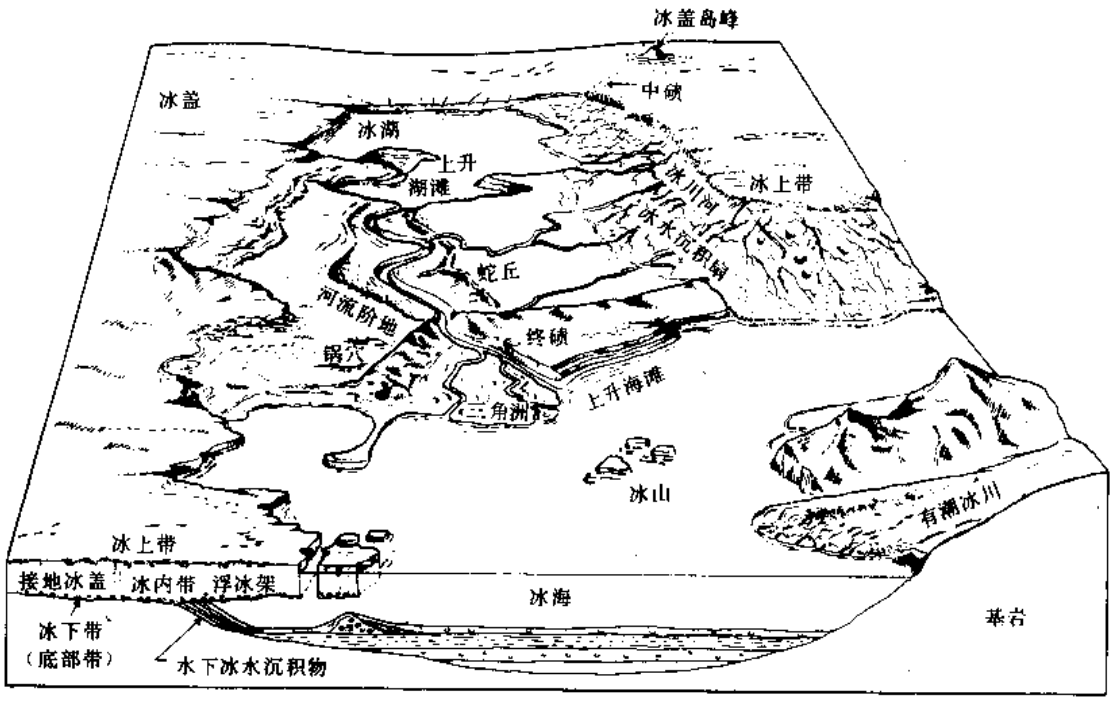


图 6.1-1 冰川环境和伴生的典型形态

(据 Edwards, 刊于 Reading, 1978)

1）非层状冰碛相当于由冰川直接连根拔起，搬运和沉积的这类碎屑。我们称之为冰碛或冰碛岩，或者还称为混杂岩，而且在鼓丘的外表下或者在冰碛下面可发现它们。它们具有大量的粗粒级碎屑（砾石到岩块）经常存在的特征，还具有砂、粉砂和粘土碎屑比例相称的特征（Kukal，1970）。粗粒级碎屑分散在具有细粒级的基质内：粘土到岩块（图 6.1–3）。冰川沉积物的重要特征是存在着象长石和铁镁质矿物这样的许多不稳定矿物，甚至以在细组分内未交代的棱角状颗粒形成存在。

2）层状冰碛，它相当于冰川搬运的沉积物，只不过被冰川融化水按照其大小冲洗和分选。这些沉积物形成可以辨认的岩层，在冲洗平原（“冰水沉积物”）上，以及在锅状坑洼（“锅穴”）、蛇丘、冰砾阜内可以碰见，并以纹泥或者纹层的形式在冰川湖泊内沉积（图 6.1–4）。

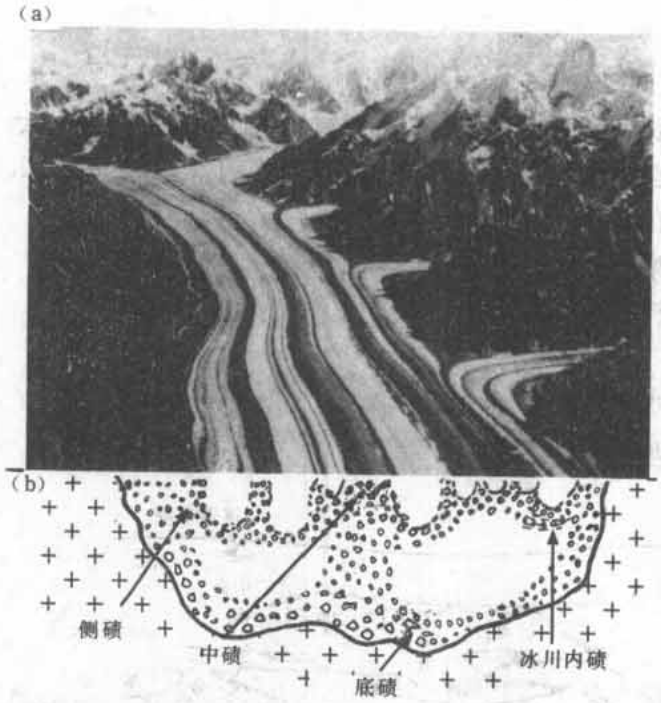


图 6.1–2　(a) 由几条具有冰碛的支冰川组成的冰蚀谷航空照片；(b) 剖面图说明各种不同的搬运方式和不同的沉积物块体（据 Sharp，1960）

(2) 结构

在非层状沉积内，粒度分选性极差（图 6.1–5），组分大小可以从岩块（可重达几吨）到粉砂和粘土，以至到胶质。尤其在砂质碎屑内，碎屑形状为棱角状。砾石和卵石都很圆，而且在其表面具有擦痕。平原沉积物分选很好。

6.1.2.2. 构造

在非层状沉积物内一般观察不到沉积构造。这些沉积物以不均一物质块体的形式存在，无平坦而规则的层理，除了当砾石是按叠瓦状排列的时候。在层状沉积物内可以观察到交错或者斜交层理；在平原沉积内（“砂体”）可以观察到冲刷和充填的特征（“冲刷和充填”，图 6.1–6）；在纹泥内可以观察到纹理。

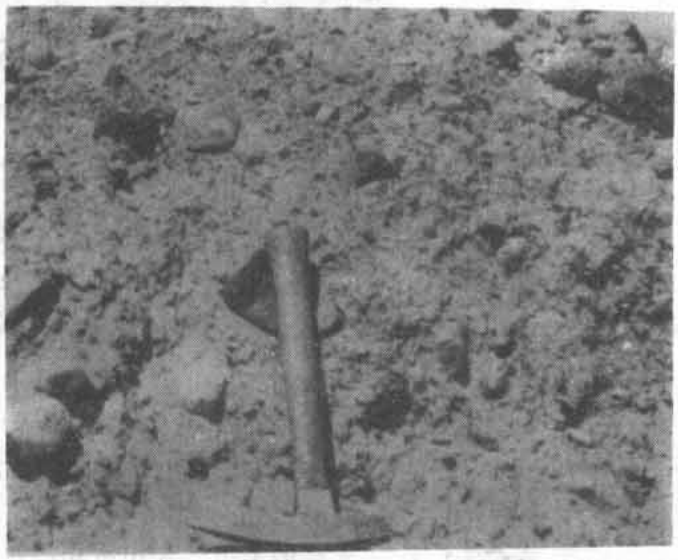


图 6.1-3　冰碛物的例子（Holmes的照片，引于 Pettijohn，1975）



图 6.1-4　纹泥的例子（据 Pettijohn，1975）

6.1.2.3. 岩层界限

下界限一般为突变和侵蚀，有时可以观察到平原沉积内的上渐变界限。在纹泥内下界限和上界限为突变和整合。

6.1.2.4. 层序

在平原沉积和纹泥内可以观察到变细的层序（粗碎屑在夏季沉积而更细的物质在冬季沉积）。

6.1.2.5. 沉积体几何形态和水流方向

冰碛岩可以堆积成大小和形状不同的（呈交错状或者曲流状）小丘或波纹（蛇丘），或者堆积成长条形小山和宽缓的斜坡（鼓丘）。鼓丘可以是 8～60m 厚，0.5～1km 宽，而且长是宽的几倍。鼓丘互相汇合成群。其长轴平行于冰川流动方向。冰湖沉积的典型纹泥（图 6.1-8）的厚度平均 6 到 10cm。每一年的纹泥本身是由 0.2 到 1mm 厚的纹层构成，重复出现 70 到 150 次。它们指示沉积物供给量季节性的波动。冰碛岩可能堆积成超过几十米的岩层。

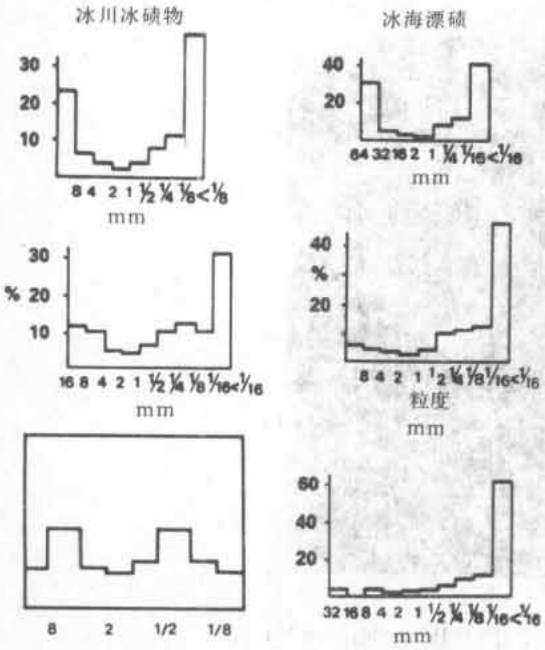


图 6.1–5 冰碛岩粒度分布直方图的例子
(据 Pettijohn，1975，Easterbrook，1982)



图 6.1–6 砂岩沉积中的冲刷和充填构造的例子
(据 Augustinus & Riezebos，1971，刊于 Reineck & Singh，1980)

6.1.2.6. 伴生的相

一般来说，冰川沉积既路过山麓冲积沉积，又路过交织网状河形成的河流沉积。如果冰川通到水体之下，那么三角洲沉积可能产生，而且它们向湖泊或者海洋沉积物演变。

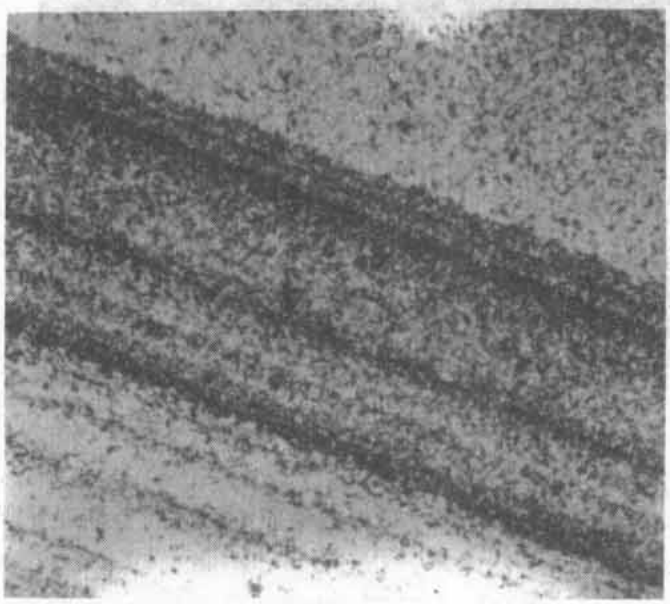


图 6.1–7 纹泥的照片，放大 75 倍，表示粉砂岩的纹理，主要由棱角状石英和长石颗粒组成，夹有几层成分相似而且绿泥石很丰富的很细的（深暗的）物质（据 Pettijohn，1975）

6.1.3. 测井响应和特征

6.1.3.1 电—岩相

钍和钾含量，也即自然界放射性现象，可能按照源岩的类型以显著的方式变化。它们反映物质的化学成熟度。在来自阿曼的图 6.1–9 例子中，自然伽马介于 45～75API 之间，指示原来变质和沉积成因的相对未成熟的物质（Grandville，1982）。在 ρ_b 与 Φ_N 交会图上，具有代表性的点落在砂岩和白云岩线之间，指示重矿物的存在（长石、斜长石和角闪石类），以及粘土的存在。孔隙度介于 5～20%之间（图 6.1–10）。

6.1.3.2. 倾角测井

一般来说，冰碛岩和平原沉积具有随机干扰很大的电阻率曲线特征。这些曲线显示

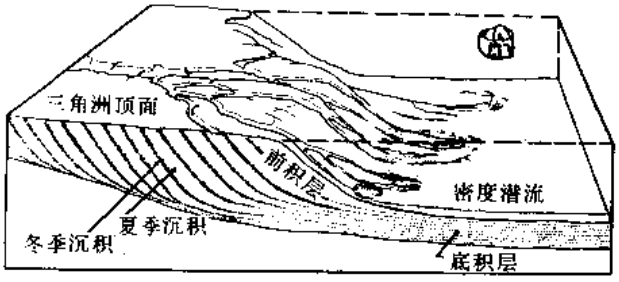


图 6.1-8　冰湖内的沉积作用

夏季，砂岩在一个进积三角洲上沉积了波状砂层，而在湖底上由重力流沉积了粉砂层；冬季，湖面结冰，细的粘土沉积物覆盖在原先的沉积之上；春季解冻和夏季，冰山可以将粗的碎屑筏运到湖里（据 Edwards，引于 Reading，1978）

出不同幅度和厚度的不规则的峰，由于这些曲线没有进行校正，或者用错误的方式校正，因此表现出这种曲线倾角不存在或者倾角角度和方位变化很大（图 6.1-11）。相反地，纹泥沉积应该具有同样角度和同样方位的若干倾角特征，至少它在夏季沉积和冬季沉积之间其电阻率存在足够的反差，这样，通常用 GEODIP 或者 LOCDIP 程序能区分它们。

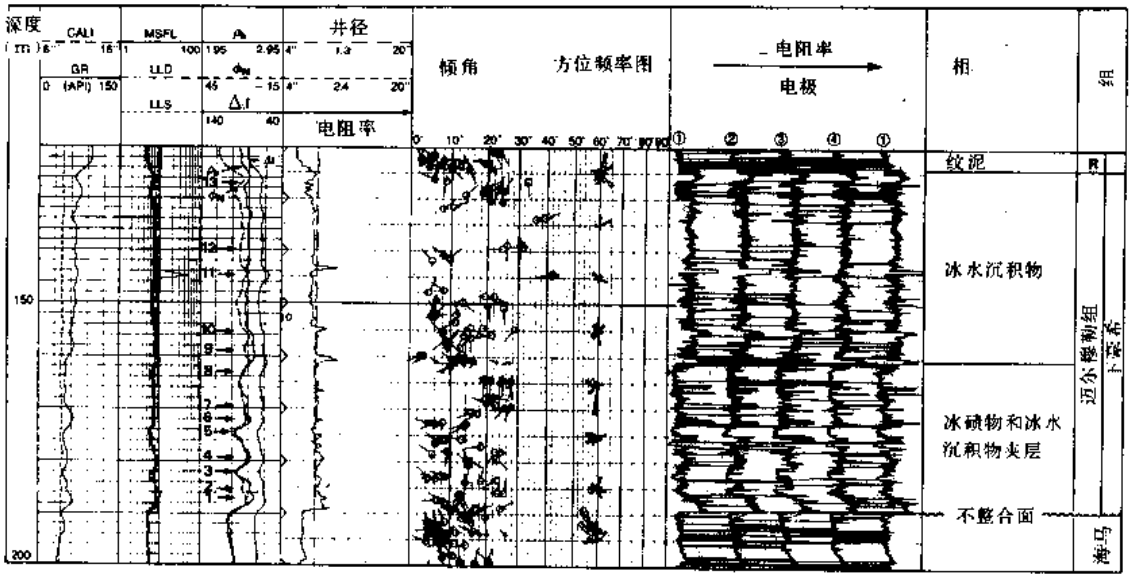


图 6.1-9　阿曼冰川层系组合测井

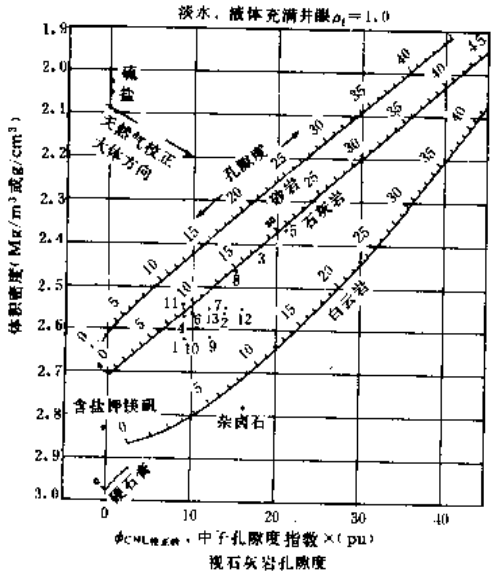


图 6.1-10　ρ_b 与 ϕ_N 交会图表示出代表几个读数层的点在砂岩与白云岩直线之间的位置

6.1.3.3. 岩层界限

在大部分测井图上岩层界限不能区分，至少是在冰碛岩内。有时可以辨认平原沉积内的岩层界限。

6.1.3.4. 韦—序列

可以在测井图上观察到几个演变的上斜线（例如图 6.1-9 的 4 和 5 号样品之间）。它们反映孔隙度的变化，可能相当于分选性较好的粗到中等的粒度。

6.1.3.5. 与其它环境的混淆

冰碛岩和平原沉积可能会与山麓冲积环境和浊积环境内辨认出来的流动沉积（泥石流或者泥流）相混淆。

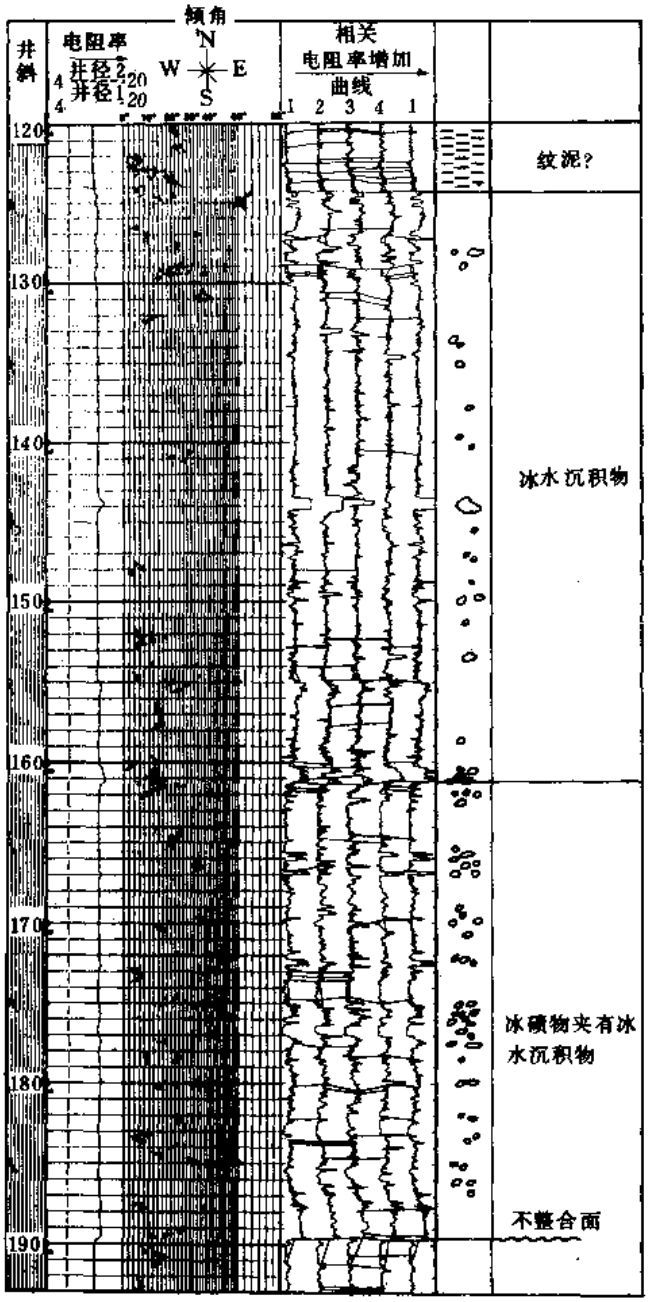


图 6.1–11　使用 GEODIP 程序实现的 HDT 倾角测井处理结果的例子，及其解释

6.2. 山麓冲积环境

6.2.1. 定义

具有粗粒沉积物特征的大陆环境，由河流或者由狭窄山谷流出的急流搬运并在平原上或者更宽阔的山谷上沉积的。在那里，它们堆积成扇形或者锥体。图 6.2–1 为山麓冲积沉积的航空照片。图 6.2–2 说明综合垂直岩性剖面。



图 6.2–1　在加利福尼亚莫霍弗沙漠内的冲积锥，每个扇沉积在山脚、平原山谷出口、斜坡突然转变的地方（Balsley 摄影，刊于 Press & Siever，1978）

6.2.2. 相模式

在这种环境中观察的沉积特征在后面分析。

6.2.2.1. 岩性

将分别考虑两个方面。

(1) 成分

山麓冲积沉积基本上由砾石或者卵石粒级的岩石碎块组成，其矿物成分取决于源岩。这些碎块镶嵌在原生或次生成因的砂质或泥质基质内，这是由于砾石和卵石之间的孔隙空间被在冲积锥上发育的交织网状河流沉积的更细物质所充填。根据这些沉积的典型的化学未成熟度可把它们分成长石砂屑岩或者岩屑砂屑岩（“杂砂岩”）。植物碎片也可能存在。粘土或被辨认为是颗粒周围的薄膜，或者被辨认为是粒间孔隙的充填物。

(2) 结构

颗粒的大小可以从粗大的砾石到粘土，而 50%或者 50%以上的颗粒具有 2mm 以上的直径。因此，这些沉积物列入砾岩之内。砂质和粉砂质沉积物通常都是次生的（图 6.2–3），随着泥或者泥石流（“泥或者泥石流”）的流动，粘土的百分含量增加。颗粒的大小可以从最大突变到中等，而颗粒的圆度也是从最大突变到中等。颗粒的形状从棱角状变到很圆。颗粒的大小一般是从扇形的上游到下游逐渐变小（图 6.2–4）。然而在筛状沉积中，在交会点下方（图 6.2–5），哪里的水不再有足够的能量，因而更粗的物质可能堆积在基部，而且起着过滤和筛选的作用，使得更细的物质堆积在上方。

我们应该辨别拼接颗粒的砾岩（“颗粒支撑的砾岩”，图 6.2–6）与分散颗粒的砾岩（“混合的或者泥支撑的砾岩”，图 6.2–7）。第一类相当于近端扇内河流沉积中的主要的相，而第二类具有泥或者泥石流流动的更为特征的沉积。人们还识别远端扇内的河流沉积。根据 Bull（1977）的研究结果，泥石流流动可以在短期供给大量水期间（干旱地区的暴雨，雪的快速融化）在没有植物的且坡度超过 10° 的斜坡上观察到。河流沉积具有潮湿地区和永久

性水补给（永久性河流）的特征。

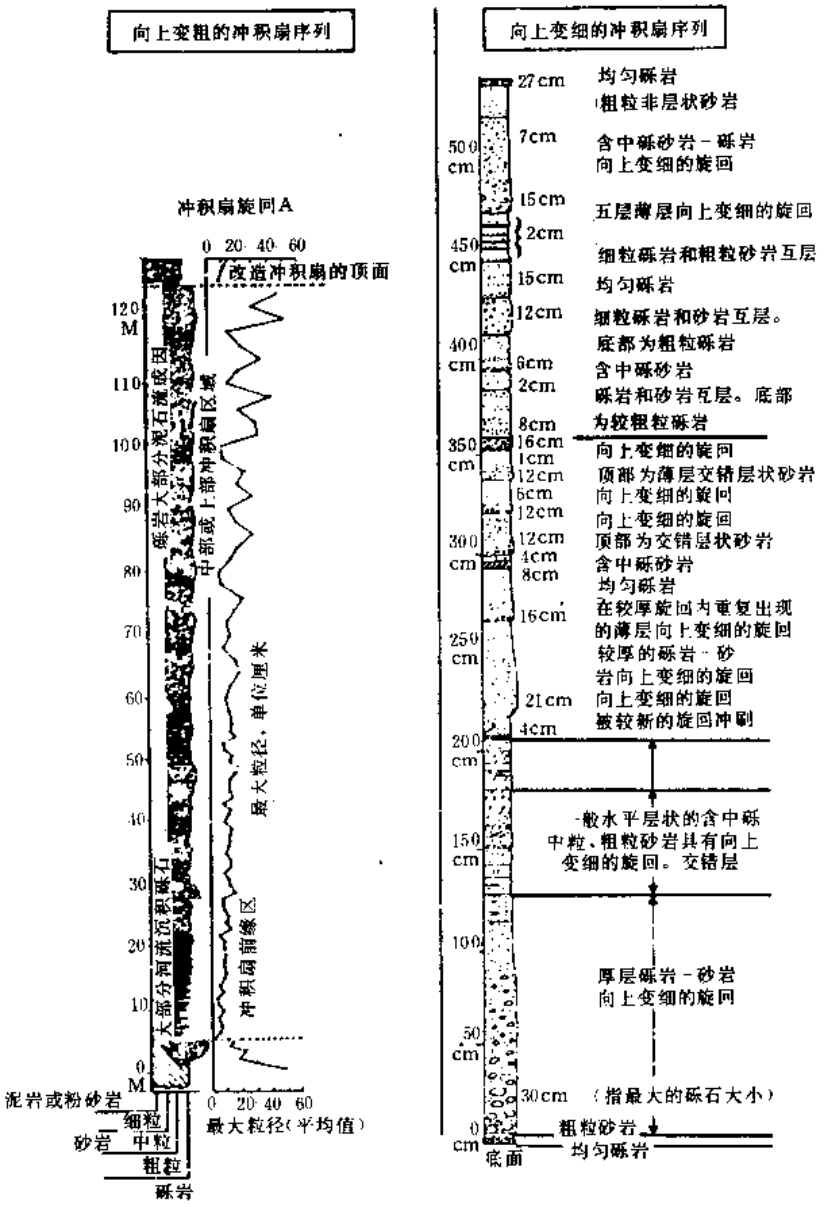


图 6.2-2 挪威霍恩本盆地泥盆系观察到的反向递变序列的例子（据 Steel et al.，1977）和向上变细的序列（挪威西部地区泥盆系，据 Nilsen，1969），表示沉积旋回

6.2.2.2. 构造

在拼接颗粒砾岩的砾石中，观察到的主要沉积构造是呈槽状的交错层理（“槽状交错层理”）。与砾石层前积层面斜交的斜交层理、纹层的平面状层组和砂岩中的槽状交错层理都是在该环境内观察到的微细构造（图 6.2-8）。递变常见，基本上具有向上变细的特点，但是，当形成构造降起时，反向递变才存在（Steel et al. 1977）。

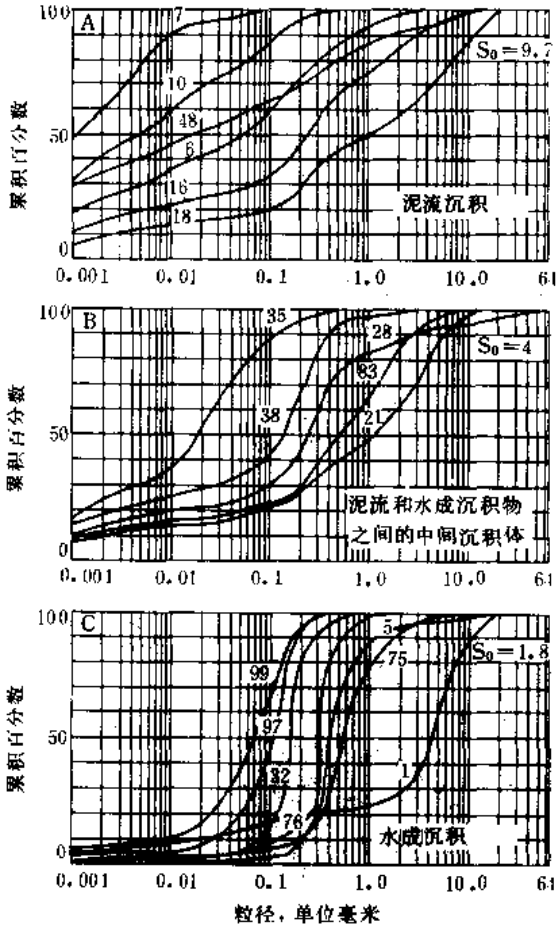


图 6.2-3 三种主要类型的冲积沉积的粒度和分选性系数分布曲线（据 Bull，1963）

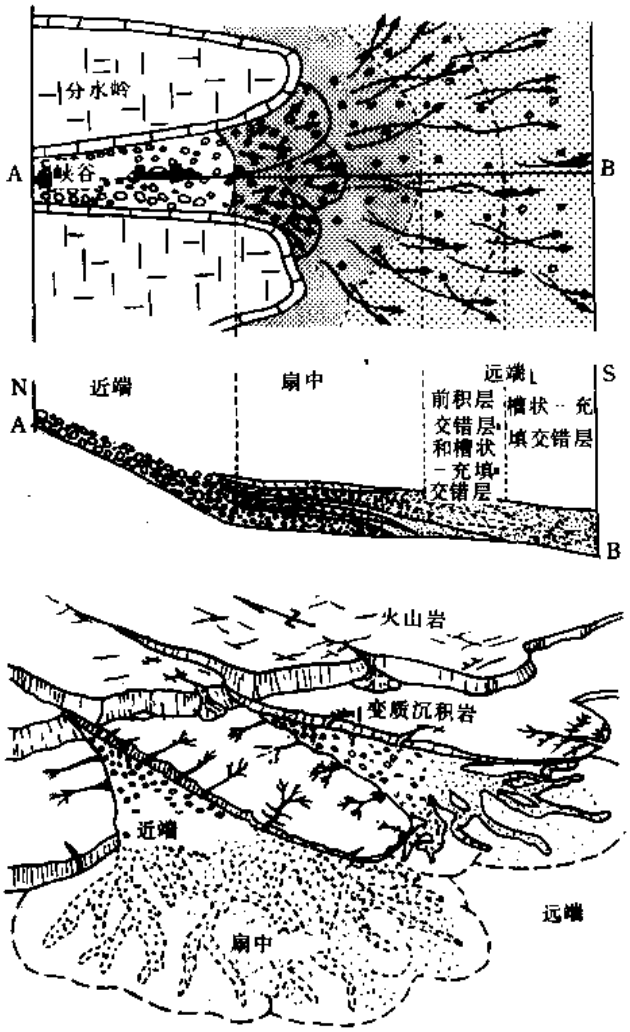


图 6.2-4 得克萨斯西部，凡霍恩扇的方块图、平面图和横剖面图（据 Mcgowen & Groat，1971）

宽箭头符号指示水流分量 剖面和横剖面图显示出坡度向下游减小，颗粒大小和层理类型：近端扇＝块状砾岩；中端扇＝砾岩夹交错层砂岩；远端扇＝泥岩

6.2.2.3. 岩层界限

下接触面一般是不规则的和被侵蚀的；上接触面是渐变的。

6.2.2.4. 层序

沉积作用是有韵律性的，每个层序具有几厘米至几米之间的厚度。一般可以观察到几十或者几百个叠覆层。相的侧向层序显示出向着交织网状河流沉积和洪泛平原沉积的演变。

6.2.2.5. 沉积体几何形态

这种沉积体一般来说呈现出锥体形状。每个层序具有窄而长的舌形，从扇的顶端向下游呈辐射状。由单独一条水流覆盖的面积可以有

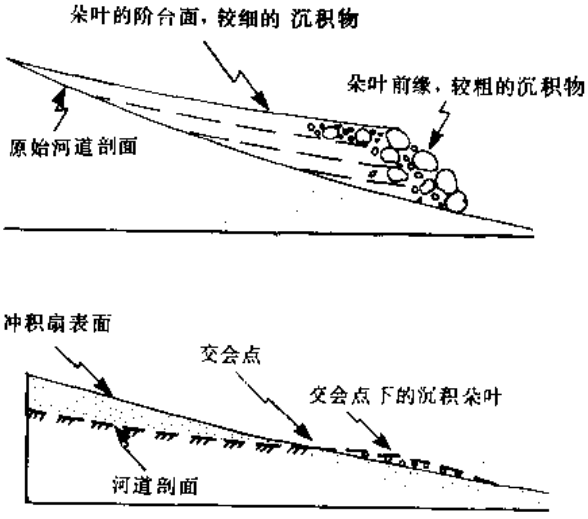


图 6.2-5 一个冲积朵叶的示意图（据 Hooke，1967）

几公里长，但仅有 50～500m 宽（图 6.2–9），且介于 1～900km^2 之间。堆积厚度介于几百米至 1 万米之间（南部省的加利福尼亚州）。在垂直于水流的剖面上具有向上凸起的形状，然而在沿着锥体轴线的剖面上，凹面向上（图 6.2–10）。扇面的坡度变化非常大，不过一般来说小于 10°。

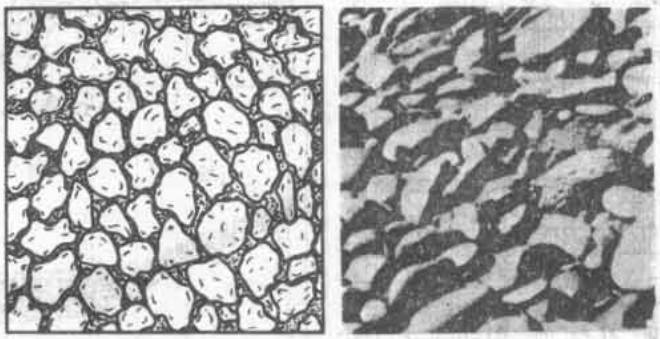


图 6.2–6　拼接颗粒砾岩的例子：(a) 简图；(b) 照片

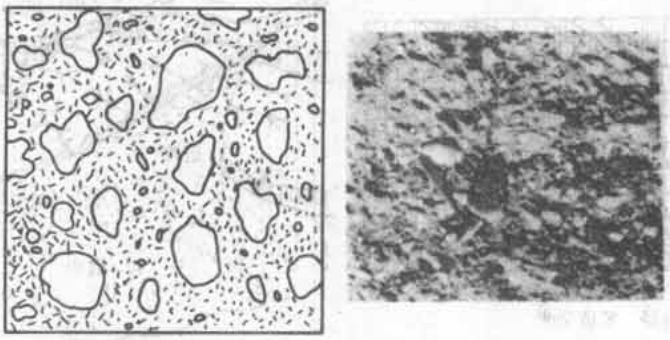


图 6.2–7　分散颗粒砾岩的例子：(a) 简图；(b) 照片



图 6.2–8　冲积扇特有的沉积构造（据 Blissenbach，1954；刊于 Spearing，1971）

6.2.2.6. 水流方向

水流的总方向为辐射状，而且可以推断出砾石的叠瓦状排列（图 6.2–11）。

6.2.2.7. 伴生的相

冲积锥接近源头，可能夹有山麓堆积。扇的边缘以冲积锥为基础，或者夹有暂时的湖泊沉积、洪泛平原沉积、风成沙丘或河流砂体沉积。暂时的湖泊沉积根据粘土占优势和根据化学沉积（碳酸盐岩、蒸发岩）来识别。洪泛平原沉积层状比冲积扇层状发育好。总之，风成沙丘通过其倾角特征很容易被识别（参看第七章）。

6.2.3. 测井响应和特征

6.2.3.1. 电—岩相

一般来说，钾和钍含量，即放射性强度中等到强，反映化学未成熟以及火成岩或变质岩成因的，

极少沉积岩成因的长石、云母和岩石碎块的存在。由于氧化条件的原因，只有当源岩（例如花岗岩，正长岩）含有铀时铀才存在。在 ρ_b 与 ϕ_N 交会图上，具有代表性的一些点位于在砂岩线和与岩石碎屑成分和基质可以对照的粘土区域之间。由 LDT 仪器测得的 P_e 介于 2～3b／e（靶恩／电子）之间，图 6.2–12 表示在这样一种环境中典型的测井响应。

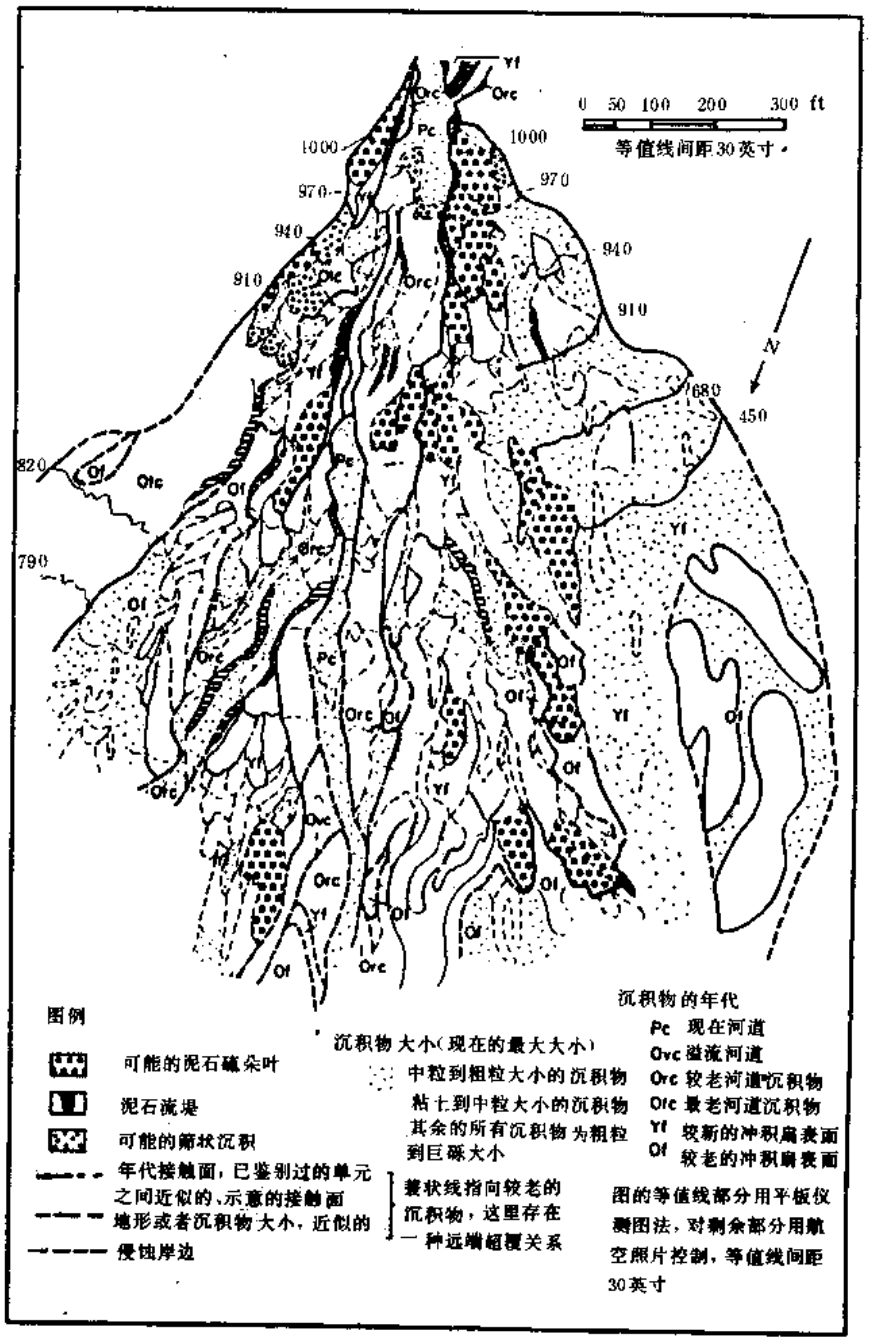


图 6.2–9　特罗尔赫姆冲积扇内不同类型沉积物的分布（据 Hooke，1967）



图 6.2-10　横穿冲积锥的示意剖面图
(据 Spearing，1971)



图 6.2-11　草图表示砾石呈叠瓦状排列（加拿大，安大略、韦尔米利安小湖太古代的砾岩）（据 Pettijohn，1930）
箭头指示水流方向

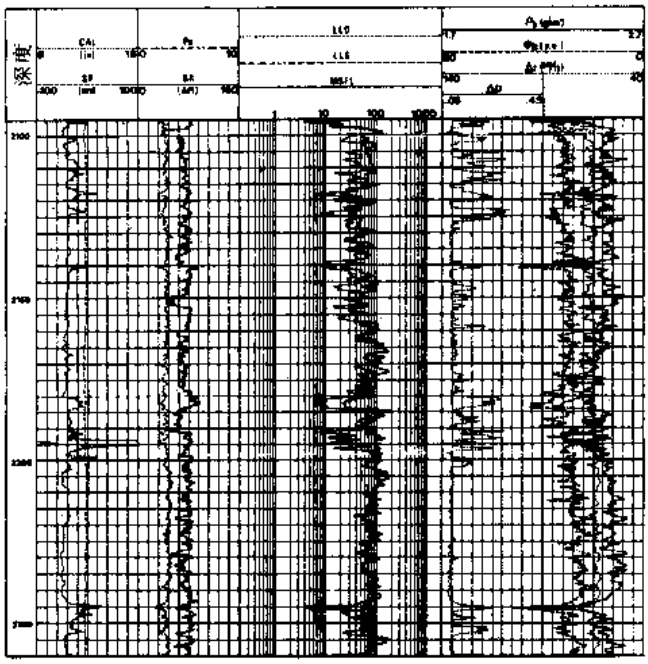


图 6.2-12　说明冲积锥沉积典型测井响应的组合测井
测井图反映出在某一层段上可以追踪一定的不均一性

6.2.3.2. 倾角测井

图 6.2-13 表示出麓冲积环境 GEODIP 程序倾角测井（仪器 HDT）处理的典型结果（包括图 6.2-12 的一部分）。拼接颗粒砾岩在曲线上具有幅度变化不明显的高电阻率特征，不考虑倾角测量或倾角极小，以角度和方位离散的结果，就会无法对比或者造成错误。非拼接颗粒砾岩具有曲线活度强的特征，所具有的孤立峰相当于密集的砾石，即由于镶嵌在基质内导电性更强的密集的砾石造成的。砾石层有时可以夹有砂质层，可以由对比和倾角测量得出。很稳定和很高的倾角可能反映夹有风成沉积或者河流沉积。

6.2.3.3. 岩层界限

下突变和侵蚀接触面一般观察不到，迫使我们必须思考这个问题。这是由于砾石与下面

的沉积单元融合在一起而造成的。然而，该下接触面有时可以在两条或者三条曲线上观察到。上渐变接触面在所获得的曲线上显示很好。

6.2.3.4. 电—序列

粒度演变在平均电阻率曲线上比在原始曲线上显示得更清楚。这与随机出现的电阻率小峰掩盖总的趋势有关。

6.2.3.5. 水流方向

一般来说，根据唯一的倾角测井资料可能得不到。

6.2.3.6. 厚度

上面提到的这一特征持续几十米甚至几百米。通常能够根据这一特征将这种沉积体与在其它环境中所识别出来的相似的沉积体区分开来。

6.2.3.7. 与其它环境的混淆

我们可能会把这些沉积与冰川沉积相混淆，或者还会把这些沉积与泥石流流动有关的浊积沉积相混淆。

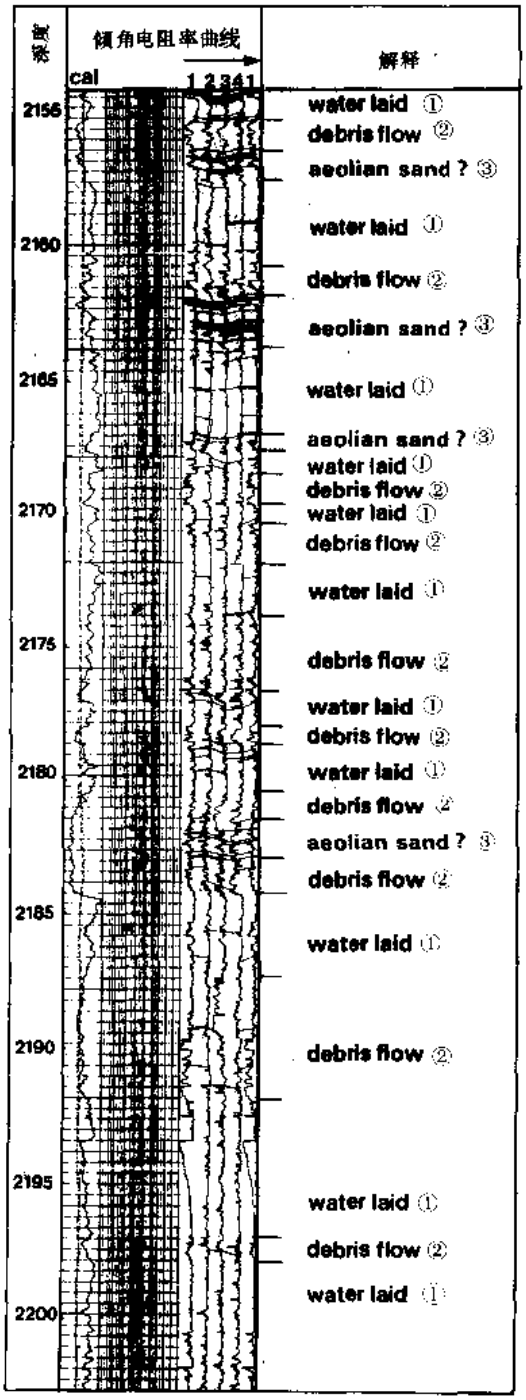


图 6.2-13 GEODIP 程序处理的 hdt 倾角测井的冲积锥典型响应及其用相的术语解释

这张图相当于前面组合测井的一小段。①水淹；2 泥石流；③风成砂岩?

6.3. 风成沙丘环境

6.3.1. 定义

这是一种陆上环境，具有由风作用形成的沉积特征，通常与河流相或者萨布哈相混合。图 6-3-1 表示活动沙丘的航空照片，图 6-3-2 表示这种环境的垂直岩性剖面。Ahlbrandt 等（1982）曾经区分为三种亚风成环境：沙丘、沙丘间和沙推复体。

6.3.2. 相模式

6.3.2.1. 岩性

分别考虑两个方面。

(1) 成分

典型沙丘是由石英砂岩或者原始石英岩组成（85%以上的石英颗粒）。但是，根据碎屑物源和搬运距离，我们区分为由海相钙质砂岩构成的沙丘（巴哈马）、鲕粒沙丘（阿布扎比）和石膏颗粒构成的沙丘（新墨西哥，白色砂岩）。重矿物可能存在，而且具有交代携带铁矿物的趋势。按照其成分，沙丘被认为是成熟沉积。粘土是风成环境内的次要组分，仅仅在干谷、沙丘间萨布哈、海岸或者陆上，以及暂时性湖泊碰见，或者认为是沉积期之后的自生矿物。胶结物可能是钙质或者白云质，而且通



图 6.3-1　阿拉伯沙漠中的活动沙丘航空照片
（Aramco 摄影）

常由潜水面上升所引起的。石膏或者硬石膏的结核可以在萨布哈沉积或者在干谷内碰见。

（2）结构

一般来说，风成砂岩为细粒到中粒（0.2～0.5 毫米），很圆，暗色（圆形-暗色），分选性很好（图 6.3-3），正斜交。但是，Ahlbrandt（1979）划分为三组结构：

1）陆上沙丘砂岩，细粒到中粒，分选性中等到很好；

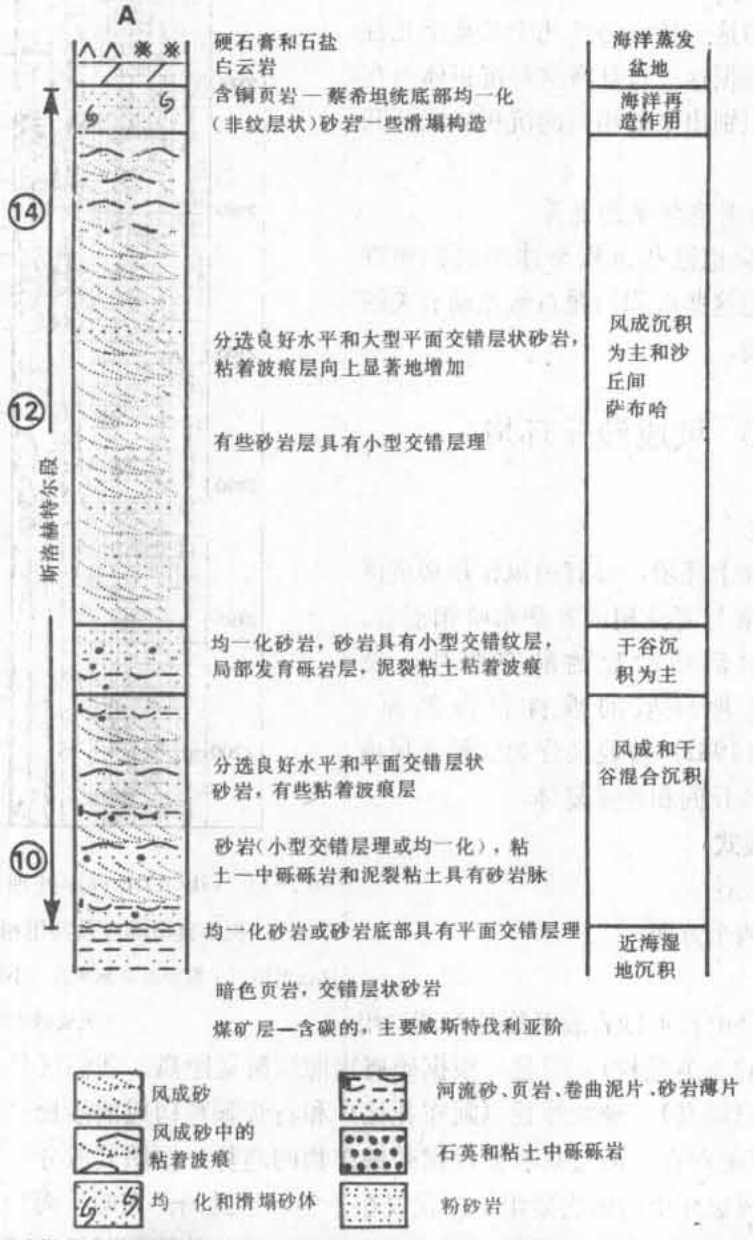


图 6.3-2　西北欧鹿特列日德盆地中南部风成沉积的垂直岩性剖面（据 Glennie，1970）

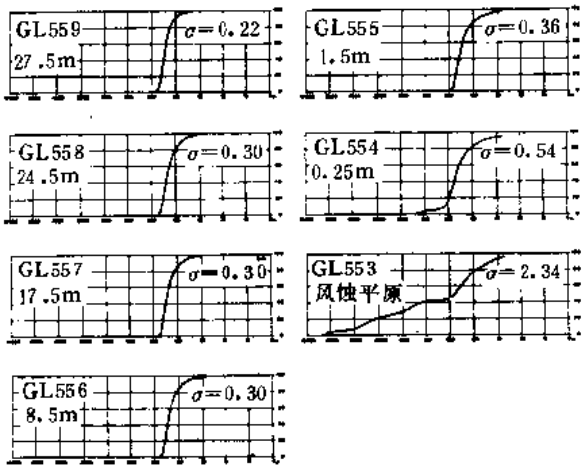


图 6.3–3 粒度和分选性系数的分布曲线（据 Glennie，1970）

2）海岸沙丘砂岩，细粒，且分选性很好；

3）沙丘间或者沙漠平原（砾漠）砂岩。

一般来说，顶部波纹上的颗粒，比邻近洼地内的粗，有时风留下的残余颗粒洼地内可能比大的沙丘上的粗。由于风簸扬，细颗粒（粘土）和云母矿物不存在，结果导致颗粒与基质比高。风蚀（砾漠）面可能具有残余沉积（"滞留"），它具有特有的更粗的颗粒。由于表面上的砂粒风蚀和随气流的跳跃，因此这些颗粒间的距离非常规则。

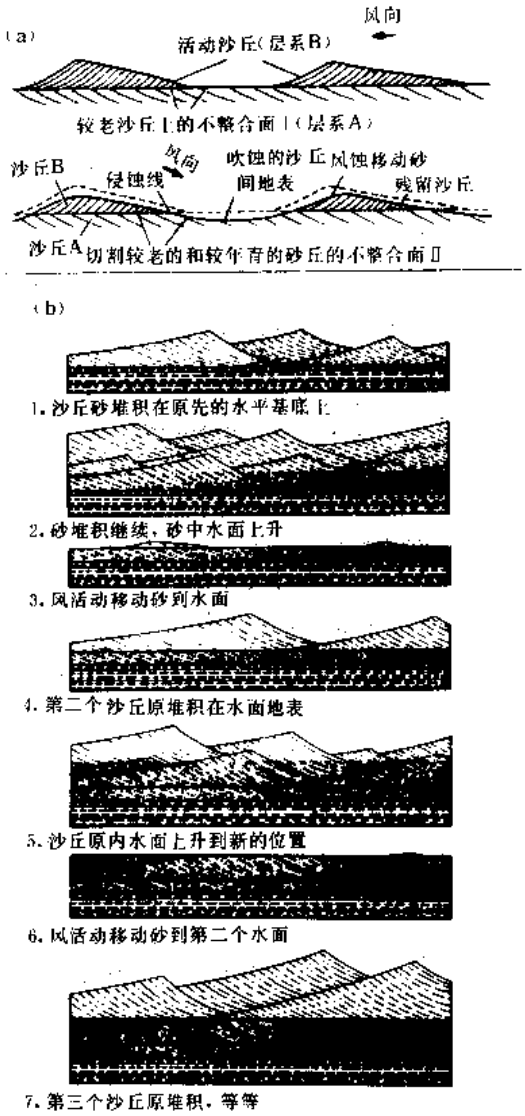


图 6.3–4 (a) 呈匙形的侵蚀面和由沙丘间通道内风吹造成的沙丘砂体内发育的斜坡中断线（据 Walker & Harms，1972）；(b) 示意图说明水平侵蚀面和潜水面所起的作用（据 Stokes，1968）

6.3.2.2. 构造

沙丘一般包含下列内部构造（图 6.3–6，6.3–8，6.3–10 和 6.3–12）：①沿风方向上具有中型或者大型的交错层理，还有形成角度达到 34° 的前积层；②沿风方向上边界分开水平或者具有低倾角的层理组（层系组）；③层理组向沙丘的顶部变薄，随着后者发育，风常常截去上面纹层；④沿风方向上前积层逐渐增大；⑤扭曲层理；⑥波状纹层常见。

6.3.2.3. 岩层界限

每个单元突变的接触面发育很好。它们可以呈波状，因而沙丘间的风形成砾漠（图 6.3–4）。这种类型的接触面与风蚀作用期间的潜水面的运动有关（Peineck et al.，1975）。潜水层的基准面形成沙丘间沉积（绿洲，陆上萨布哈）。由于突然的湍急的水流和短暂的水流（"暴洪"）形成的干谷沉积显示出侵蚀面。

6.3.2.4. 层序

介绍一个经过多次精选而清晰的层序（图 6.3–2 和 6.3–14）。沙丘的类型、风的持续和

海洋或河流的影响同样影响层序的排列顺序。沉积剖面图同样显示出一种具有向上变薄的单元的垂向结构。下部稍微倾斜的岩层("底积层")发育在突变接触面上面，反面紧跟着平的前积层沉积，本身又重新被受潜水层基准面变化影响的沉积物所覆盖。层序可能被干谷河道或者河流体系中断。

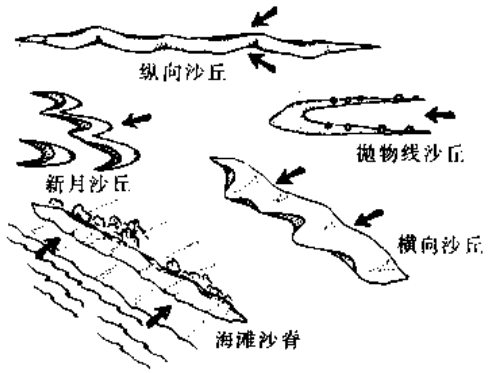


图 6.3–5　沙丘的主要类型，表示其方位与箭头指示的主要风向相比（据 Spering，1971）

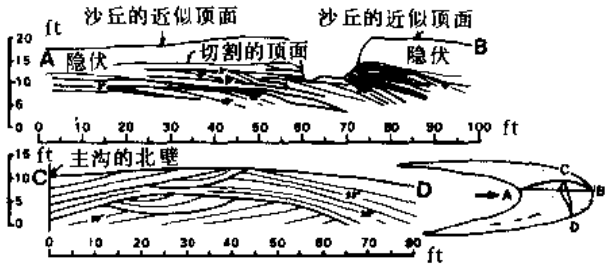


图 6.3–6　新墨西哥白色砂岩抛物线沙丘的内部层理（据 Mckee，1966）

6.3.2.5. 沉积体几何形态和风的方向

风的流态决定沙丘的几何形态，由于没有任何坡度的影响，因此不可能区分出流态的沙丘几何形态和主要风向的沙丘几何形态。

实际上，可以辨认出几种类型的沙丘（图 6.3–5）。

每种类型的沙丘可能具有倾角群和方位频率图外貌的特征。下面的图同时说明内部层理和倾角以及其方位群（图 6.3–6 至图 6.3–14）。

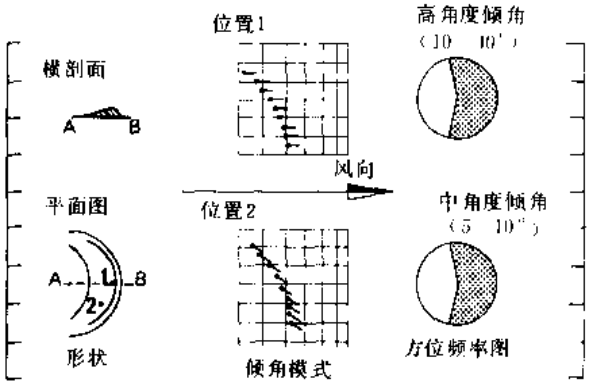


图 6.3–7　抛物线沙丘的形状、倾角群和方位角玫瑰图

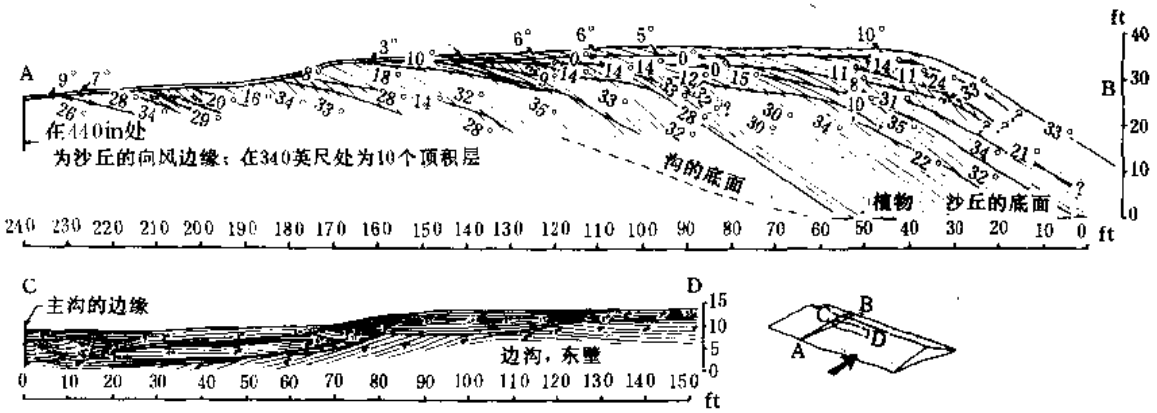


图 6.3–8　新墨西哥白色砂岩横向沙丘的内部层理（据 Mckee，1966）

6.3.2.6. 伴生的相

在沙漠内，沿着河流和在山坡的边上可以碰见风成沙丘。因此，风成沙丘在侧向上可以穿过或者夹有海岸湿海风沉积（砂岩、粉砂岩或者粘土），可以夹有河流洪泛平原的粉砂岩和粘土，或者夹有冲积扇、湖泊沉积或沙漠环境的蒸发（萨布哈）沉积（图 6.3-15）。

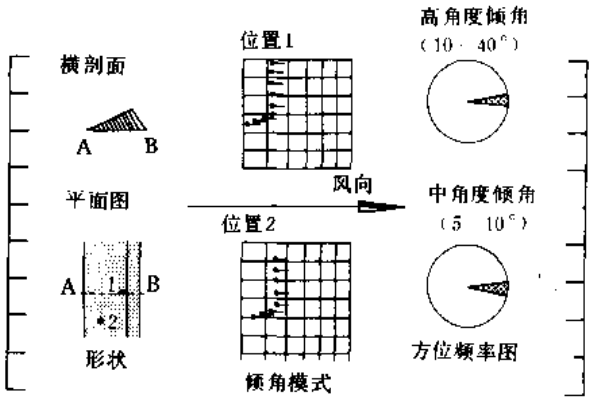


图 6.3-9 倾向沙丘的形状、倾角群和方位角玫瑰图

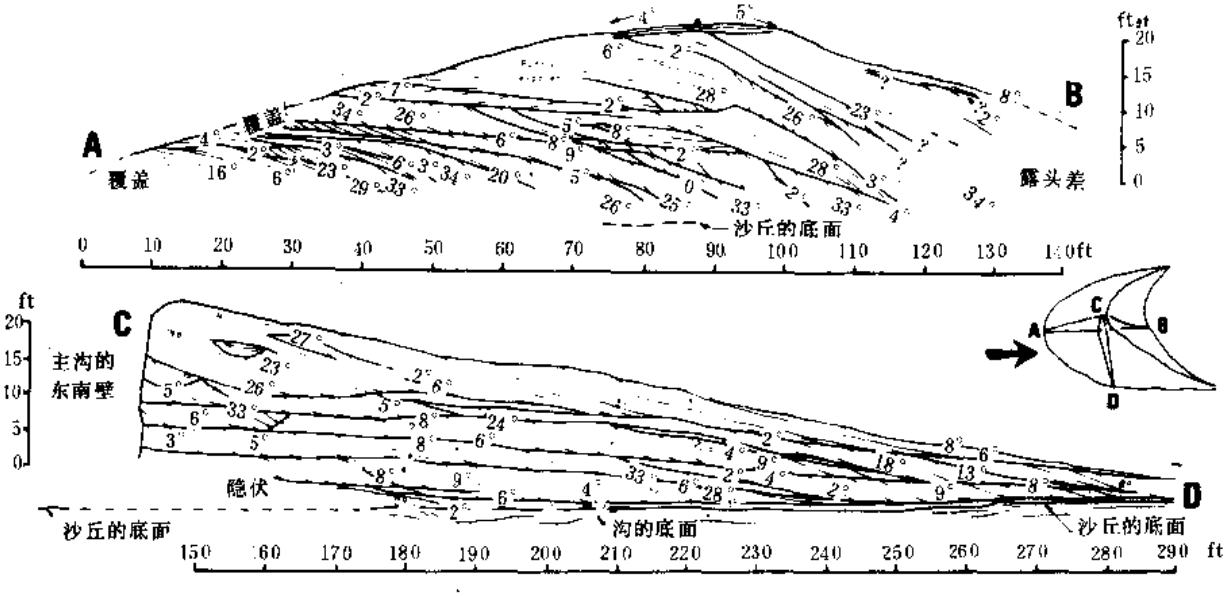


图 6.3-10 新墨西哥白色砂岩新月形沙丘的内部层理（据 Mckee，1966）

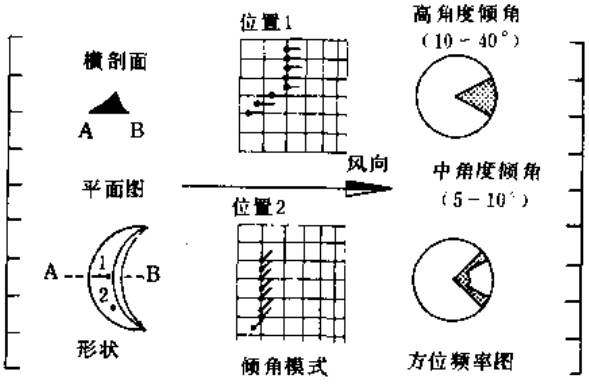


图 6.3-11 新月形沙丘的形状、倾角群和方位角玫瑰图

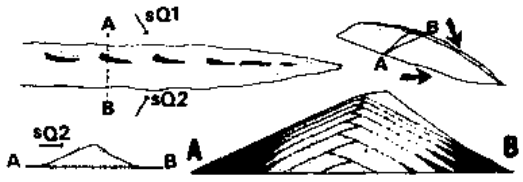


图 6.3-12 北非纵向沙丘（赛夫沙丘）的内部层理（据 Bagnold，1941）

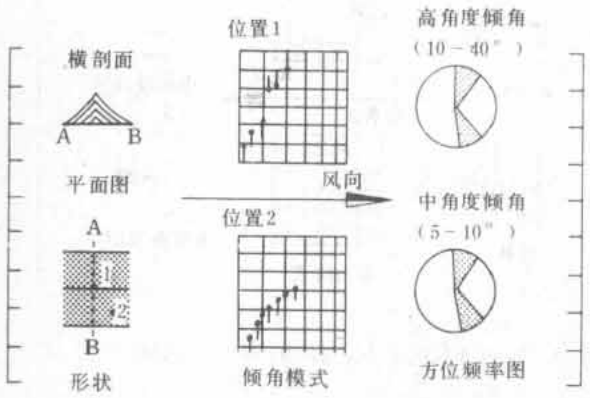


图 6.3–13　纵向沙丘的形状、倾角群和方位角玫瑰图



图 6.3–14　皮拉特海岸迪拜纵向沙丘取芯和用漆技术得到的印模（据 Glennie，1970）

6.3.3. 测井响应和特征

6.3.3.1. 电—岩相

正如图 6.3–16 和 6.3–17 所表明，沙丘砂岩的放射性活动一般来说是弱的。在 ρ_b 与 ϕ_N 交会图上块状沙丘的具有代表性的一些点位置很接近砂岩线（如果没有轻微的油气影响的话），清楚地指示石英是主要的矿物。放射性活动的增强相当于沙丘间沉积（干谷或者萨布哈），同样密度和氢中子指数响应也有反映。由 LDT 仪器测量的 P_e 值，接近 1.8 靶恩／电子，并且当钙质或者白云岩质的胶结物存在时还会增加。白云岩和硬石膏（或者石膏）在沙丘间的萨布哈沉积中或者在下面的岩层中是常见的。通常孔隙度高，介于 10～30%之间。当孔隙度递减时，具有代表性的一些点多少向着反映钙质或者白云质胶结物存在的石灰岩线移动。

6.3.3.2. 倾角测井

正如 Ahlbrandt 等（1982）已经提到过，“倾角测井是识别和解释地下风成沉积的一种极其有用的仪器”，而且应用这种仪器的测井学家和地质学家都知道这种仪器很好。图 6.3–18 表示在北海鹿特列日德记录的倾角测井使用 CLUSTER 程序处理的结果。这些结果使得具有高而规则的倾角数值的一系列绿色群显得更清楚（前积层）。一般来说，叠置在蓝色群上面（相当于下面的岩层或者“底积”），依次重新覆盖具有散布倾角特征的干谷沉积，或者重新覆盖具有低倾角数值绿色群特征的沙丘间泥质沉积，至少当它们没有经受过干化作用的时候。一些方位角低而稳定的倾角可能相当于萨布哈沉积（得到其它测井响应的证实）。由于其垂向和侧向延伸，因此所有这些特征可以容易地从 CLUSTER 程序处理结果中提取。

图 6.3–19 表示图 6.3–16 所说明的井在 35ft 的一段剖面使用 GEODIP 程序处理的结果。GEODIP 程序提供很高的相关密度，使得我们有可能更精确地研究地层和识别一般在沙丘中可以观察到的沉积特征。很小的倾角变化，代表前积层的蓝色和红色群。很长的蓝色群（至 4686ft）相当于在其底部具有突变接触面的下部岩层。上面观察到的电阻率的变化相当于从潜水面开始向着沙丘顶部其胶结物百分含量减少。其它电阻率的微小变化反映变细的序列。方位角玫瑰图显示出很低的离散，可能指示横向类型的沙丘。风向是从 NW 向 SE。有时我们在顶部观察到红色群，可能相当于陡向不稳定的前积层上的雪崩瘢痕。一般来说，

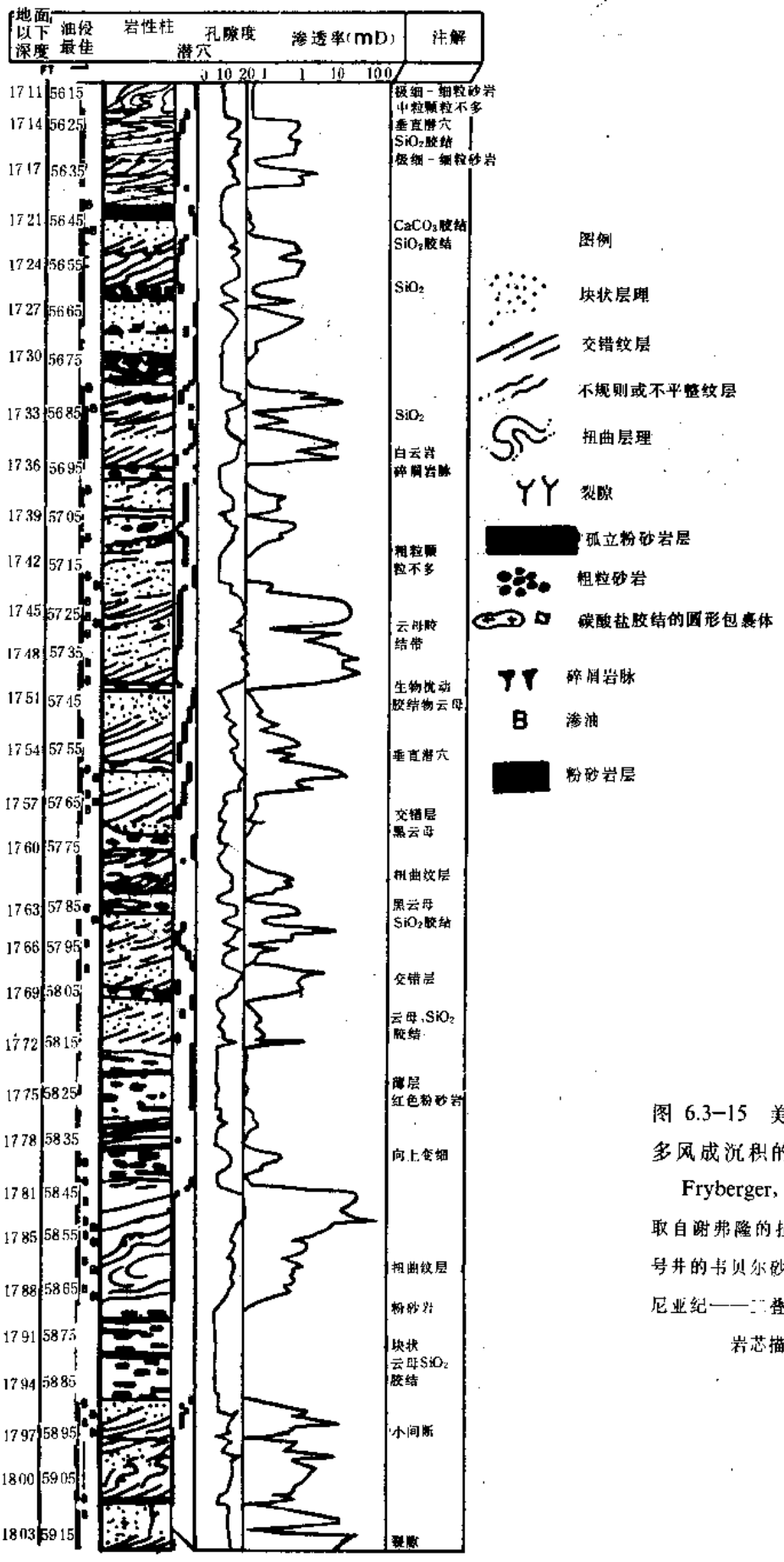


图 6.3–15 美国科罗拉多风成沉积的例子（据 Fryberger，1979）

取自谢弗隆的拉尔松 B–15 号井的韦贝尔砂岩（宾夕法尼亚纪——二叠纪）的地下岩芯描述

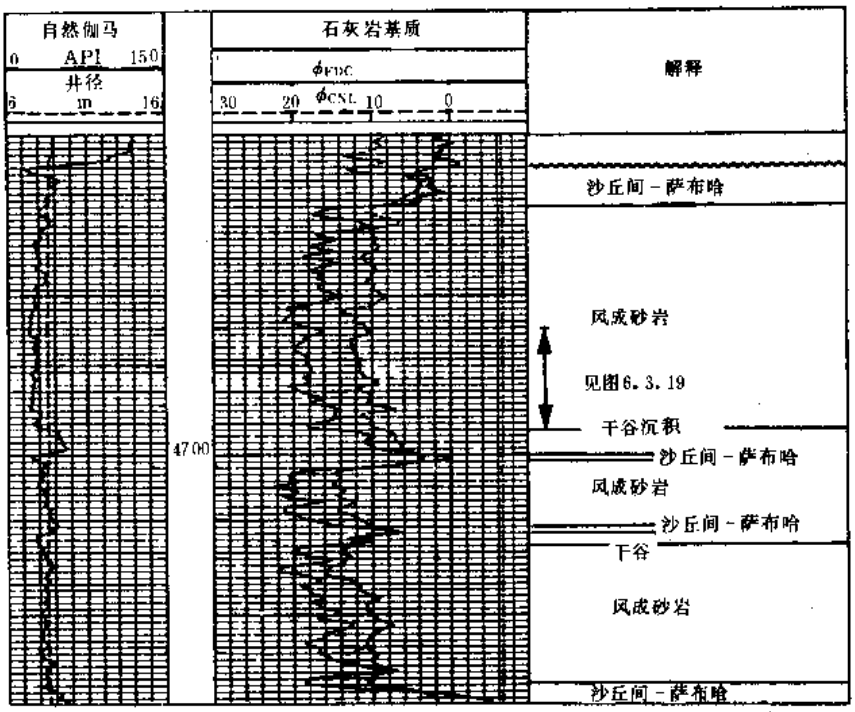


图 6.3–16　风成砂岩的 FDC、CNL 和自然伽马测井典型响应的例子

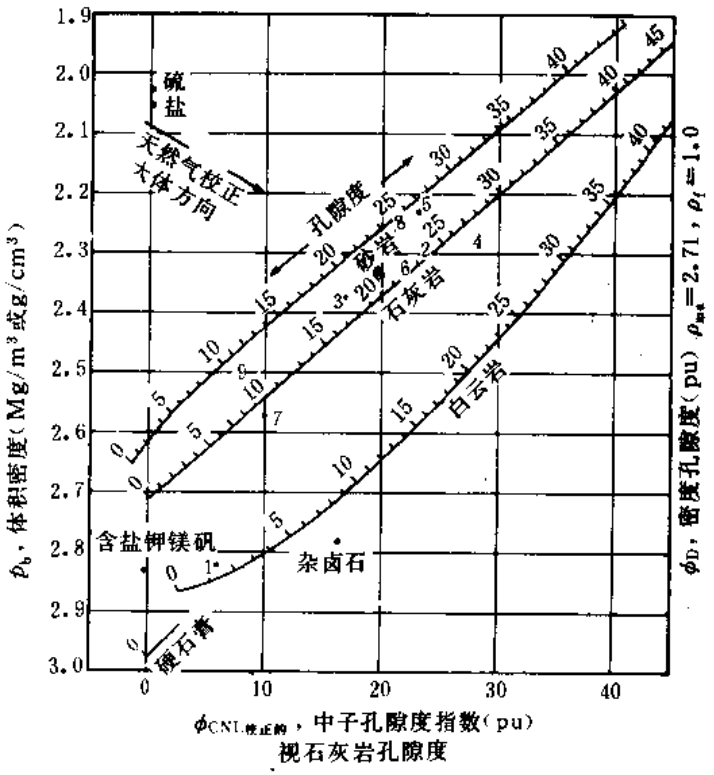


图 6.3–17　能够确定图 6.3–16 所示的风成砂岩岩性（砂岩或者石英砂岩）的 ρ_b 与 ϕ_N 交会图

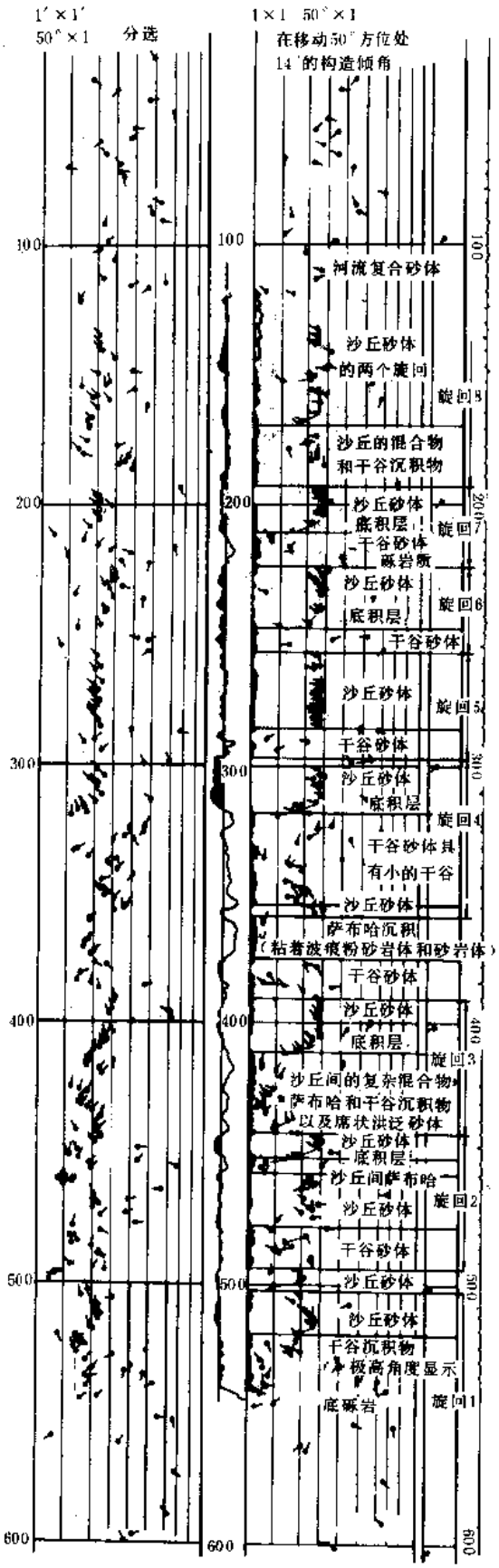


图 6.3-18 北海鹿特列日德风成沉积使用 CLUSTER 程序处理结果的例子及其用相术语的解释

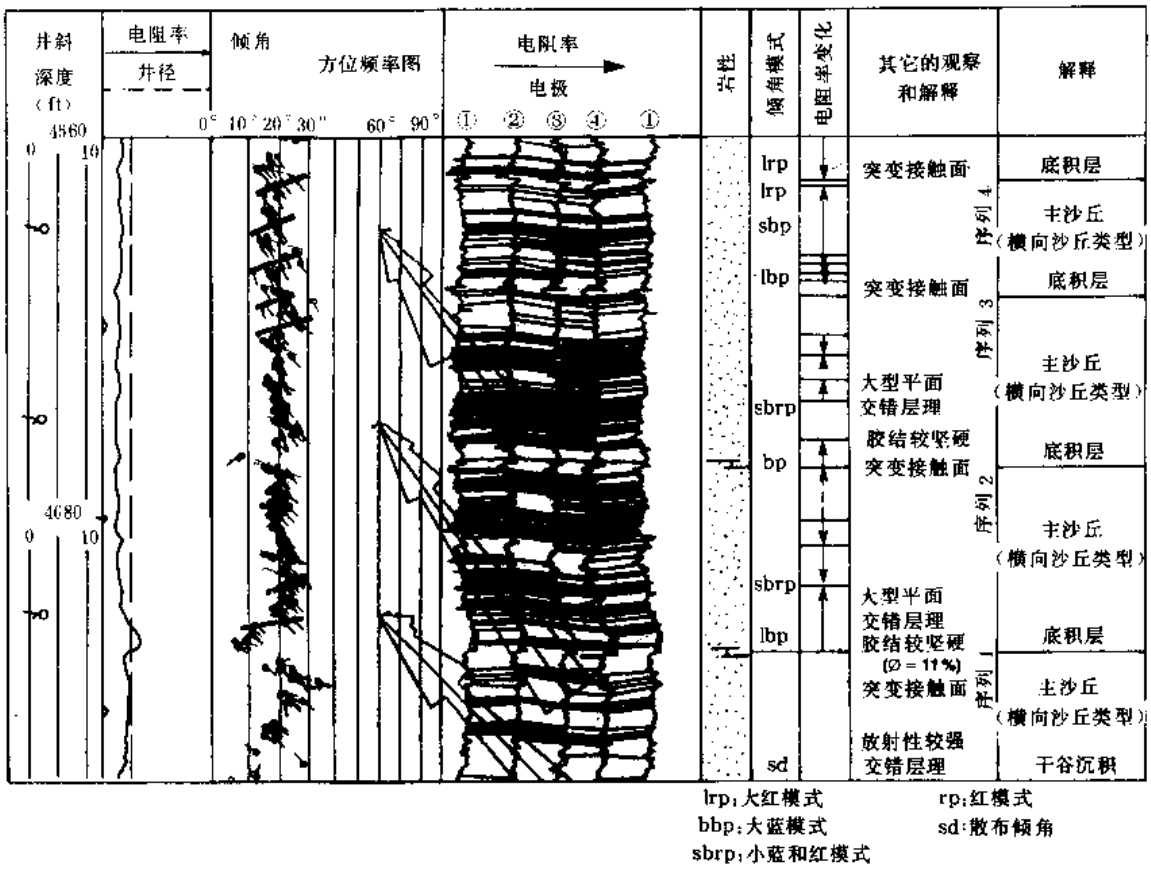


图 6.3–19　图 6.3–16 说明的风成砂岩在 35ft[①]的一个层段上使用 HDT 倾角测井 GEODIP 程序处理结果，及其解释

方位角玫瑰图出现具有离散程度很低的单峰分布和离散程度很大的双峰分布这两种类型的沙丘。

图 6.3–20 提供风成沙丘解释的另一个例子。在边上指示出所有的观察及其解释结果。

6.3.3.3. 岩层界限

下面界限的突变接触在电阻率曲线上是很直观的（图 6.3–19 和图 6.3–20），如同每个层序向上渐变一样的直观。

6.3.3.4. 电—序列

电阻率曲线和倾角群的变化使序列显得很清楚。如果很小的电阻率变化没有用密度曲线和氢—中子指数的相应变化表示，那么它们的变化可能反映胶结物百分含量的变化，或者可能反映向上部变细的序列。因而孔隙度的变化与胶结作用有关。

6.3.3.5. 伴生的电相

萨布哈沉积可以辨认（图 6.3–21 至图 6.3–23）。它们相当于白云质或者硬石膏质粘土沉积的夹层。干谷沉积同样可以辨认。其沉积物岩性粗、分选性差、粘土矿物很丰富，因此具有放射性活动稍强的特征。它们显示出倾角分散（槽状交错层理），甚至倾角不存在（砾岩或者粘土层具有收缩裂隙铸模"泥裂"）的现象。

6.3.3.6. 与其它环境的混淆

根据这些测井特征，特别是倾角测井，不可能把这种环境与其它的环境相混淆。

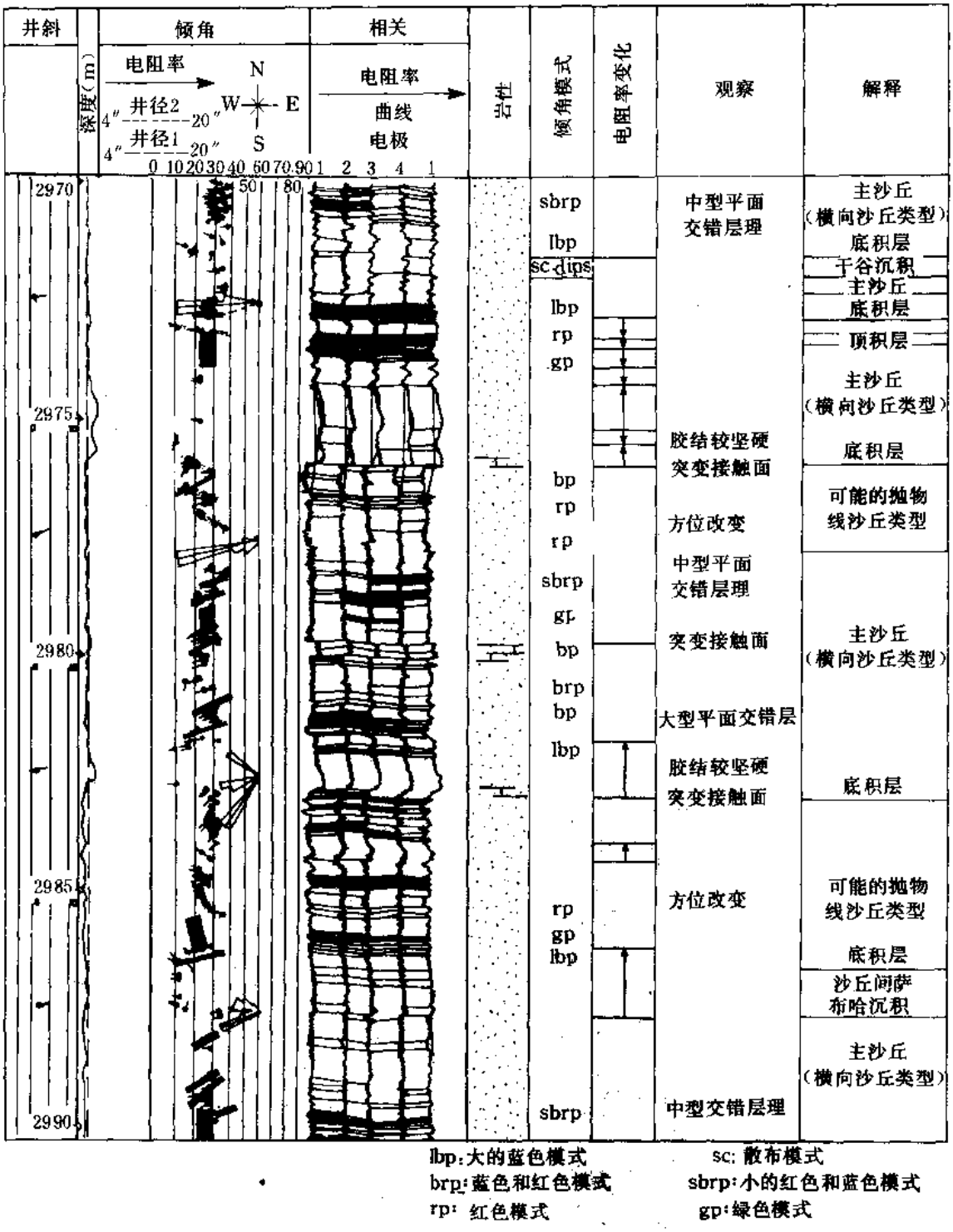


图 6.3-20 使用 GEODIP 程序处理的结果的另一个例子及其指示出风成环境的解释

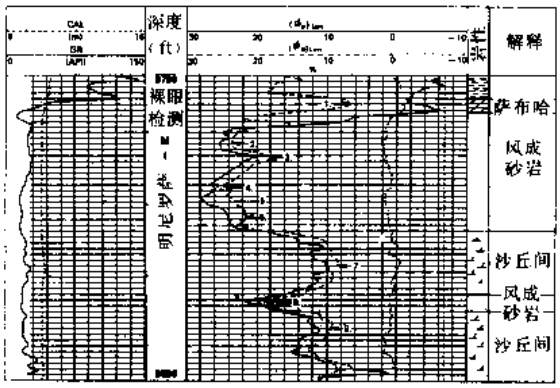


图 6.3-21　表示美国波德河盆地明尼卢萨风成砂岩萨布哈沉积和沙丘间沉积的组合测井

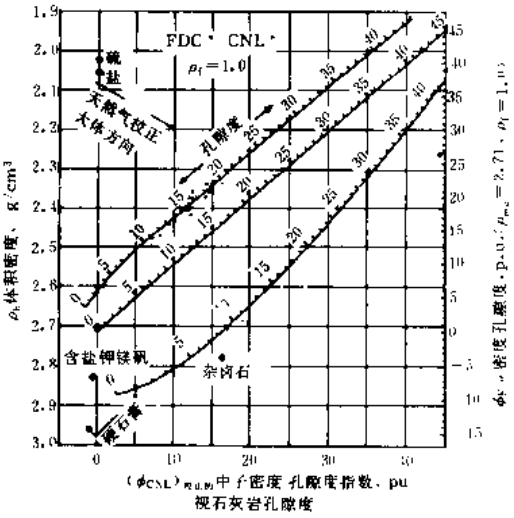


图 6.3-22　指示有关图 6.3-21 例子的岩性交会图

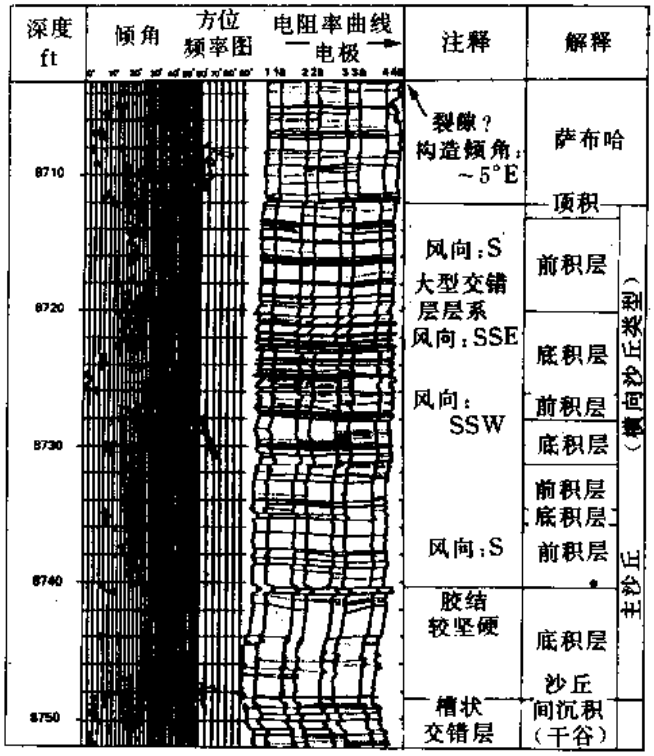


图 6.3-23　表示在同一层段上进行的 SHDT 倾角测井的 LOCDIP 程序处理结果及其用相术语的解释

6.4. 交织网状河流环境

6.4.1. 定义

这是一种陆上环境，具有由低弯度河道交织成的网状河（交织网状河流）构成的一种河流体系所形成的沉积特征。这种网状河流的外貌如图 6.4–1 所示，而理论上和实际上的垂直剖面示于图 6.4–2 中。

6.4.2. 相模式

6.4.2.1. 岩性

应当分别考虑下面两个方面。

(1) 成分

交织网状河流的沉积典型地由化学上和结构上未成熟的砾石和砂组成，其砂泥比大于 1。因此，将它们分为岩屑砂屑岩类或者岩屑杂砂岩类（Pettijohn et al.，1972）。与这些沉积伴生的还有低百分比的粉砂。它们相当于在废弃河道内沉积的沉积物。构成它们的矿物通常是石英、长石和云母。海绿石不存在（非海相沉积）。由于环境的氧化性质，所以有机炭质罕见（Selley，1976）。砾石和卵石通常是岩石的碎块，其成分取决于源岩。泥砾和含铁泥结核可能是存在的。

(2) 结构

分选性差到中等（砾石到砂，图 6.4–4），球度低，且颗粒与基质比中到低；粉砂在洪水末期的沉积中是丰富的（Pettijohn et al.，1972）。



图 6.4–1　交织网状河流体系的航空照片

被侵蚀碎屑阻塞，靠近融化呈庭院状的冰川边石（Washburn，B.，摄影，刊于 Press & Siever，1978）

6.4.2.2. 构造

表 6.4–1 总结了交织网状河流沉积中所见到的主要沉积构造及其相对丰度。可以观察到小型不对称波痕和具有定向很好的丰富的层理，以及小型微细斜层理。地层可能是块状的或者递变的。具有透镜趋势；遗迹和痕迹罕见。沉积沙坝丰富。

6.4.2.3. 岩层界限

砂岩下接触面是突变的和侵蚀的；上接触面也经常是突变的。

6.4.2.4. 层序

可以区分为四个单元或者相。它们可以按顺序排列，如图 6.4–3 所示，构成理论上的垂直层序。

单元 1：在含砾石的粗粒砂岩中主要为大型交错层理，并具有侵蚀的下接触面。不连续的砂岩、粉砂岩或者粘土的透镜体可能存在。这一单元与河道沙坝的侧缘和前缘推进有关。

单元 2：在中粒砂岩中为巨大波痕层理；大型和小型交错层理和波痕。它相当于河道沙坝的迁移。

表 6.4-1　观察到的交织网状河流的主要沉积特征及其相对丰度

级别 河流 河道	纹理 交错纹理				波痕 小型					大型		层理		大型构造 侵蚀		大型构造 沉积		小型构造 表面								小型构造 横剖面				
	平行	透镜状	小型交错纹理	大型交错纹理	直线状	蠕蜒	新月形	舌状	波状	新月型	舌状	块状	递变	冲刷凹地	河道	沙坝塌落面	沙坝	细流痕	新月形水流痕	颗粒线理	植物线理	雨坑	干缩裂隙	粉砂火山	足迹和爬迹	层状生物	色带	生物扰动作用	叠瓦作用	岸坡滑动
4	O	R										O		R	C										R	A	C	A		
3	C	O	A	O			A			O		O	O	C	A	R	C	R	C	R	R	O	C		C	C	C	C	O	
2	C	R	A	C			A			R		O	O	C	A	R	A	R	A	O	R	C	O	O	C	R		R	O	R
1	O	R	A	C			A			R		O	R	C	A	R	A	R	A	O	R	C	O	O	R	R		R	O	O
全体 (1-4)	C-O	O-R	A	C	O	A	A	A	C	R	R	O	O-R	C-R	A	R	A	R	A	O-R	R	C-O	C-O	O	C-R	A-R	C-R	A-R	O	O-R

A＝丰富，C＝常见，O＝偶见，R＝罕见。

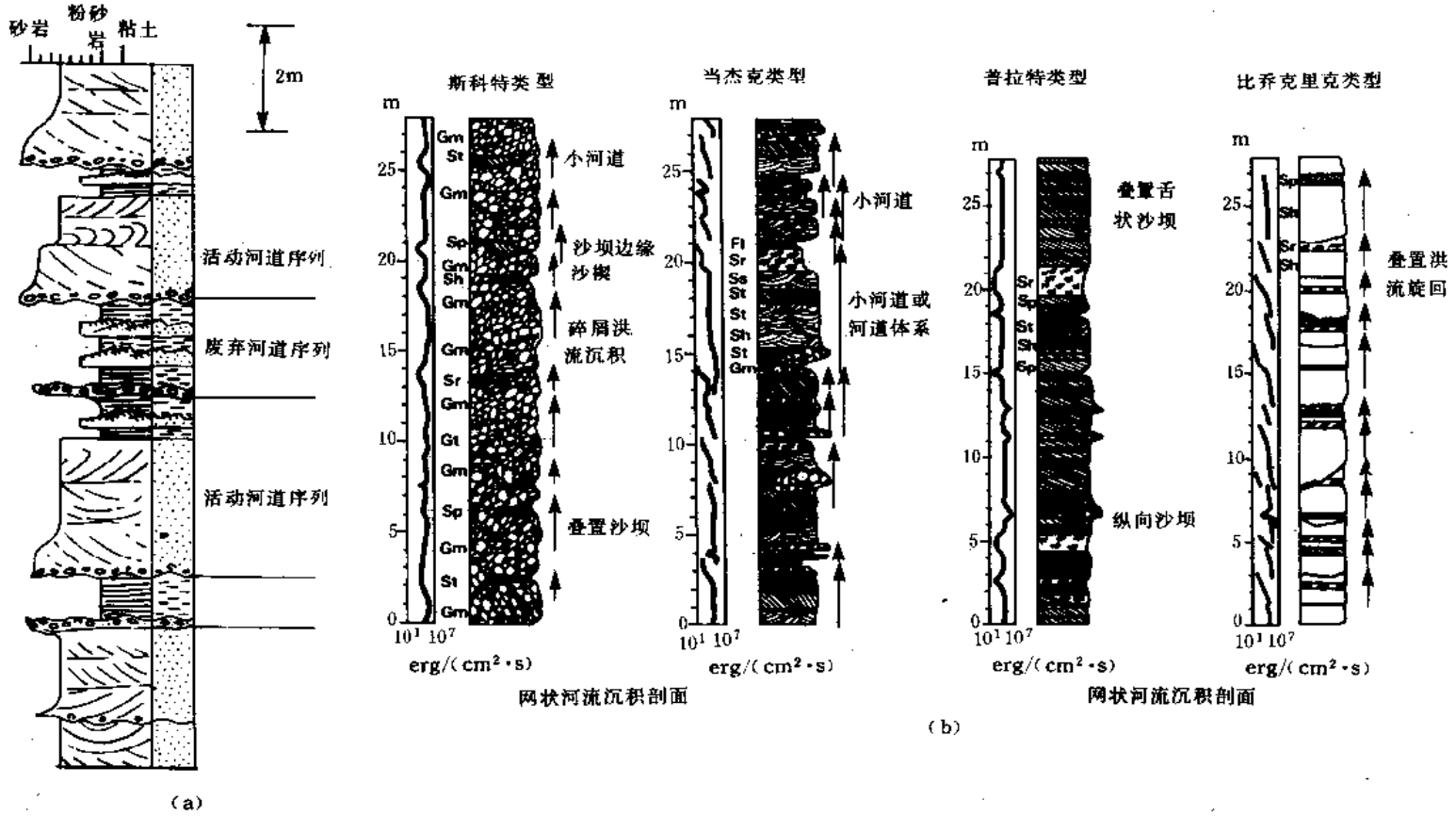


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

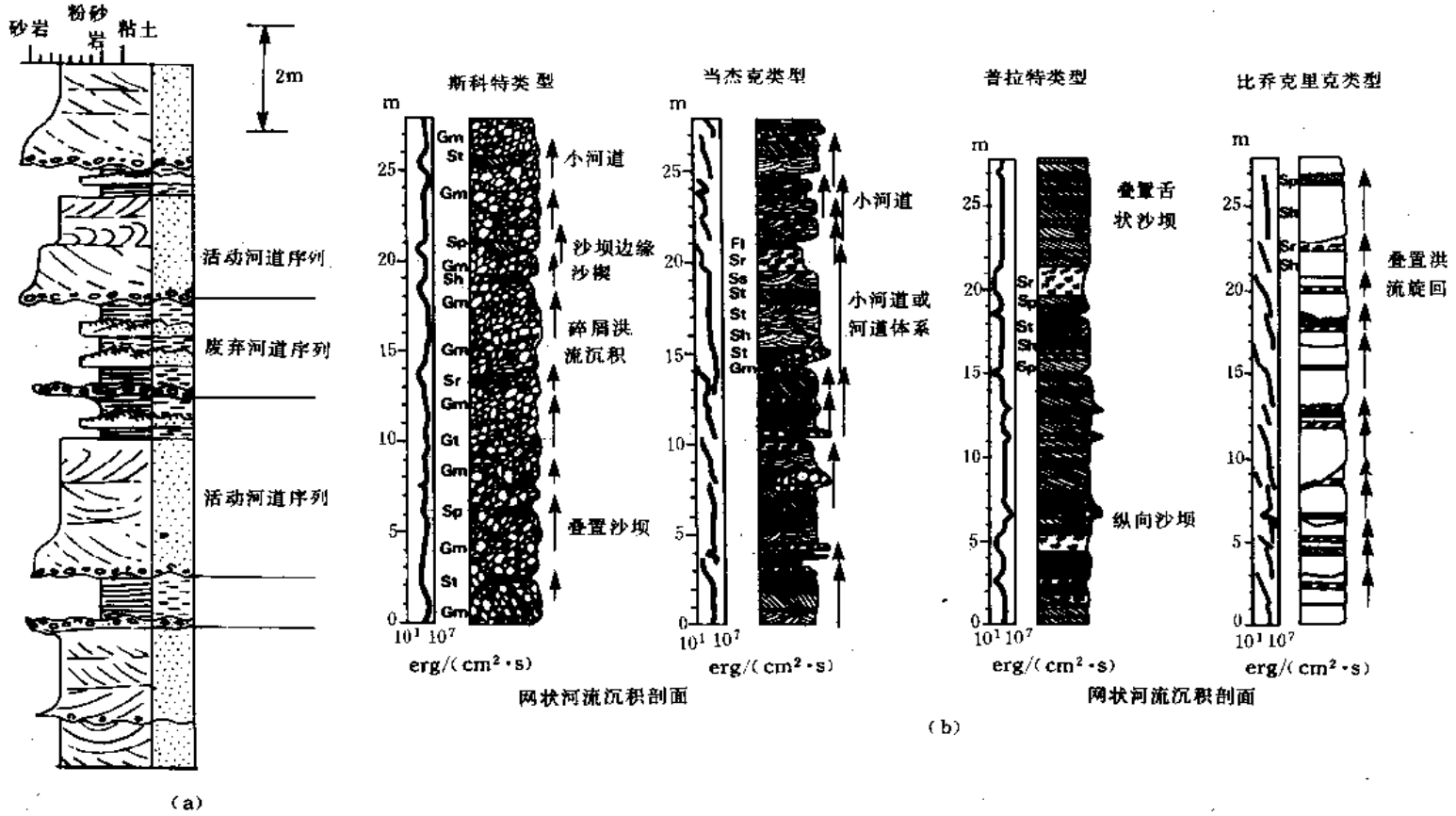


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

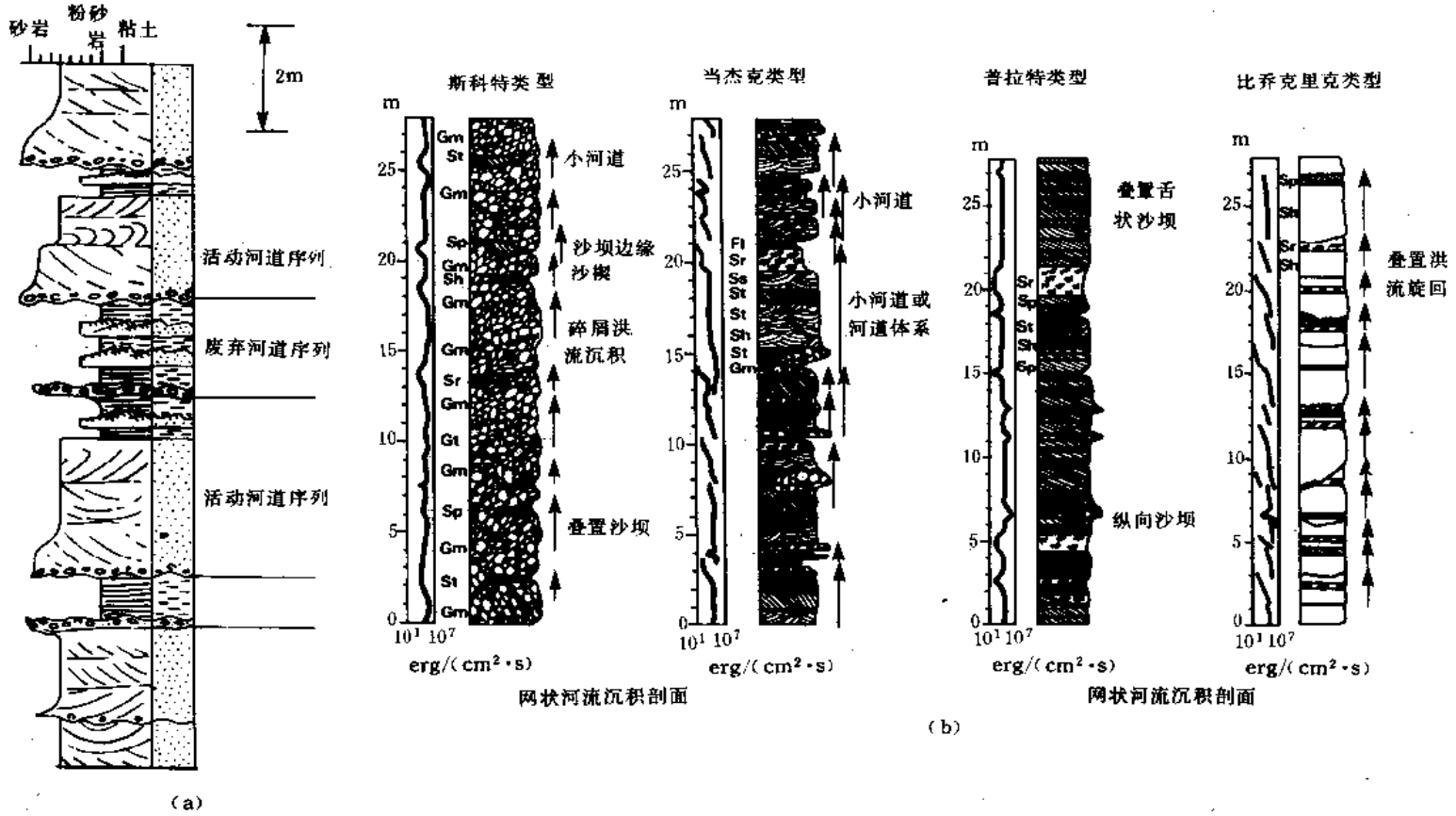


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

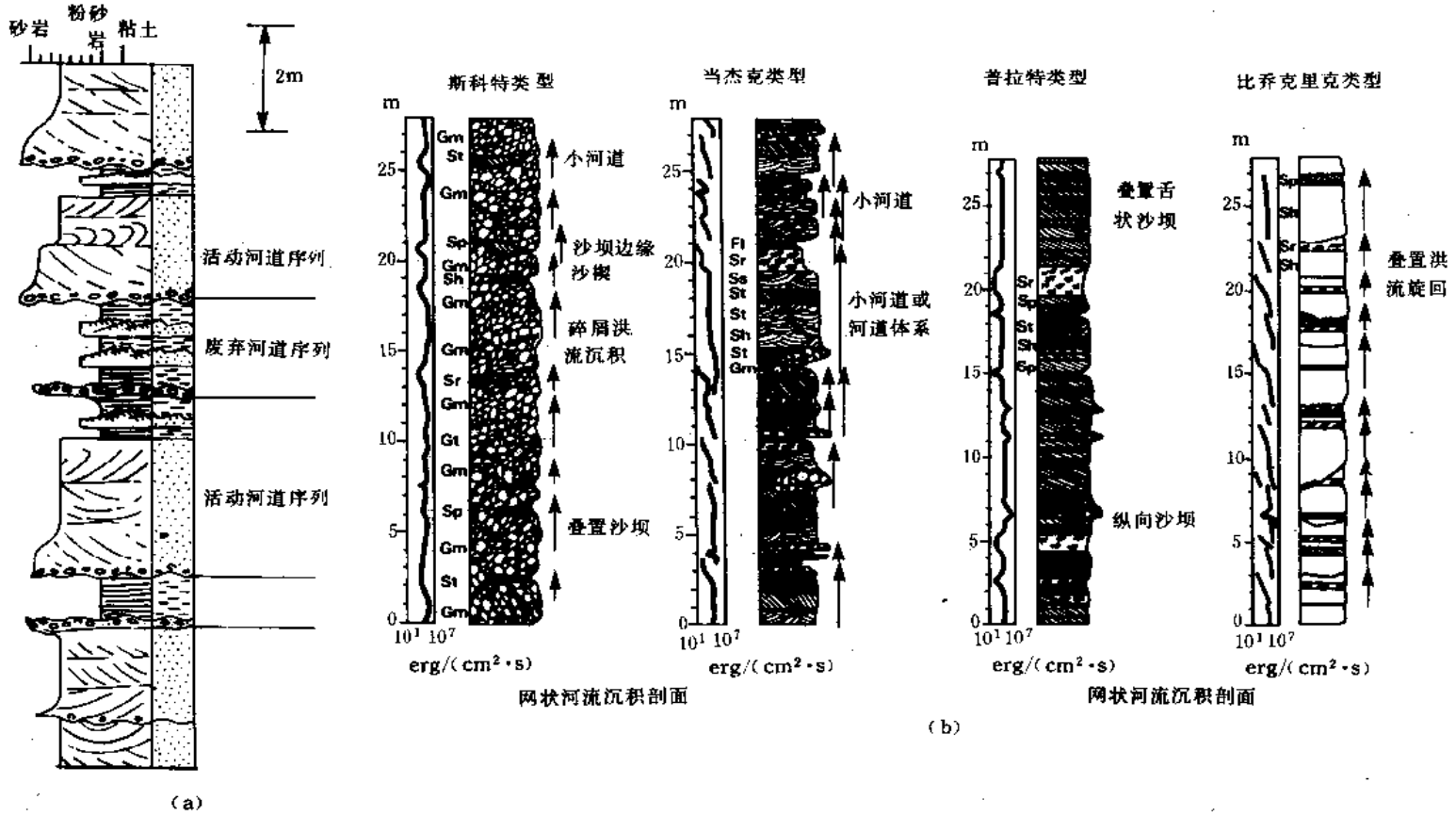


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

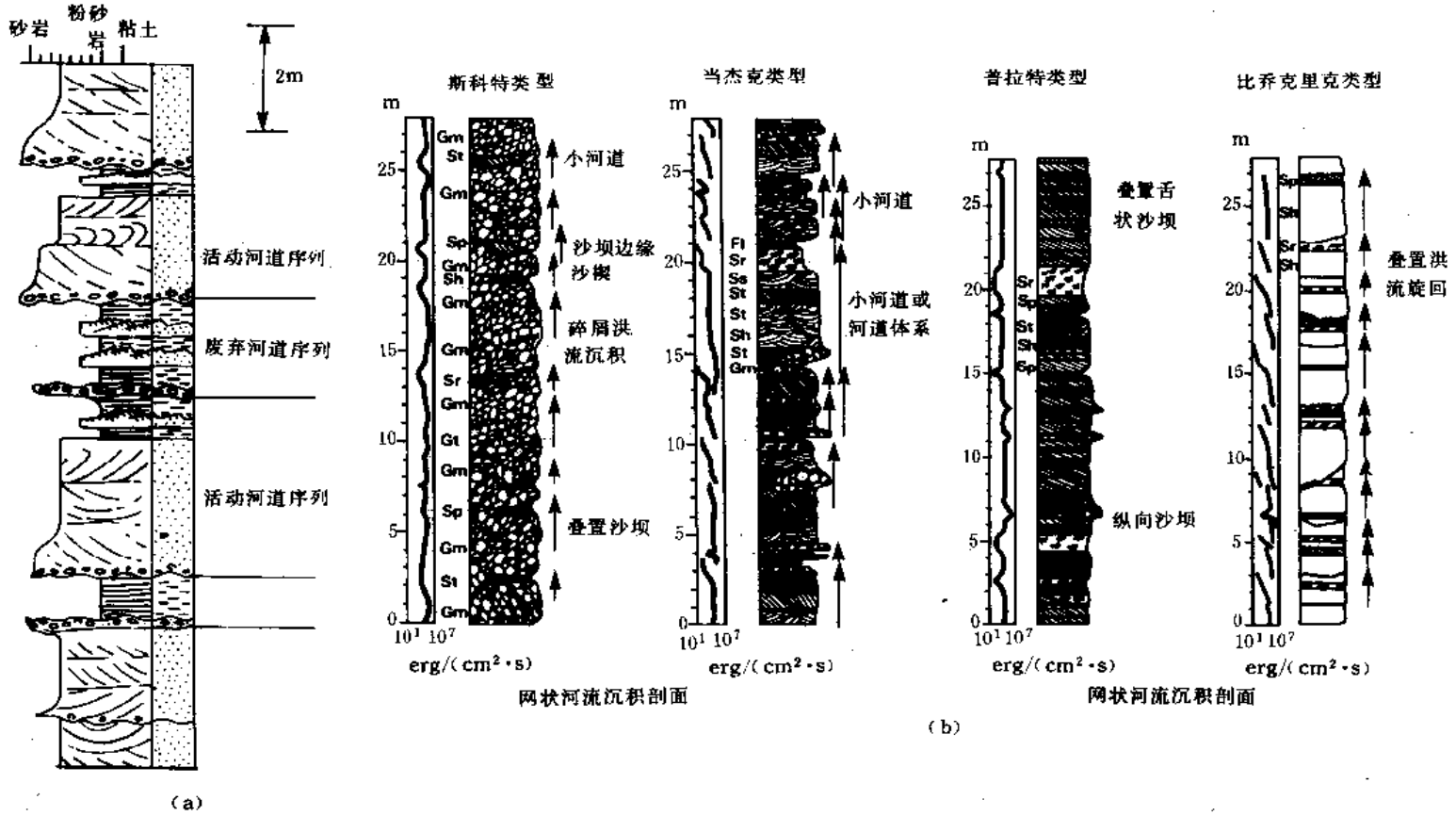


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

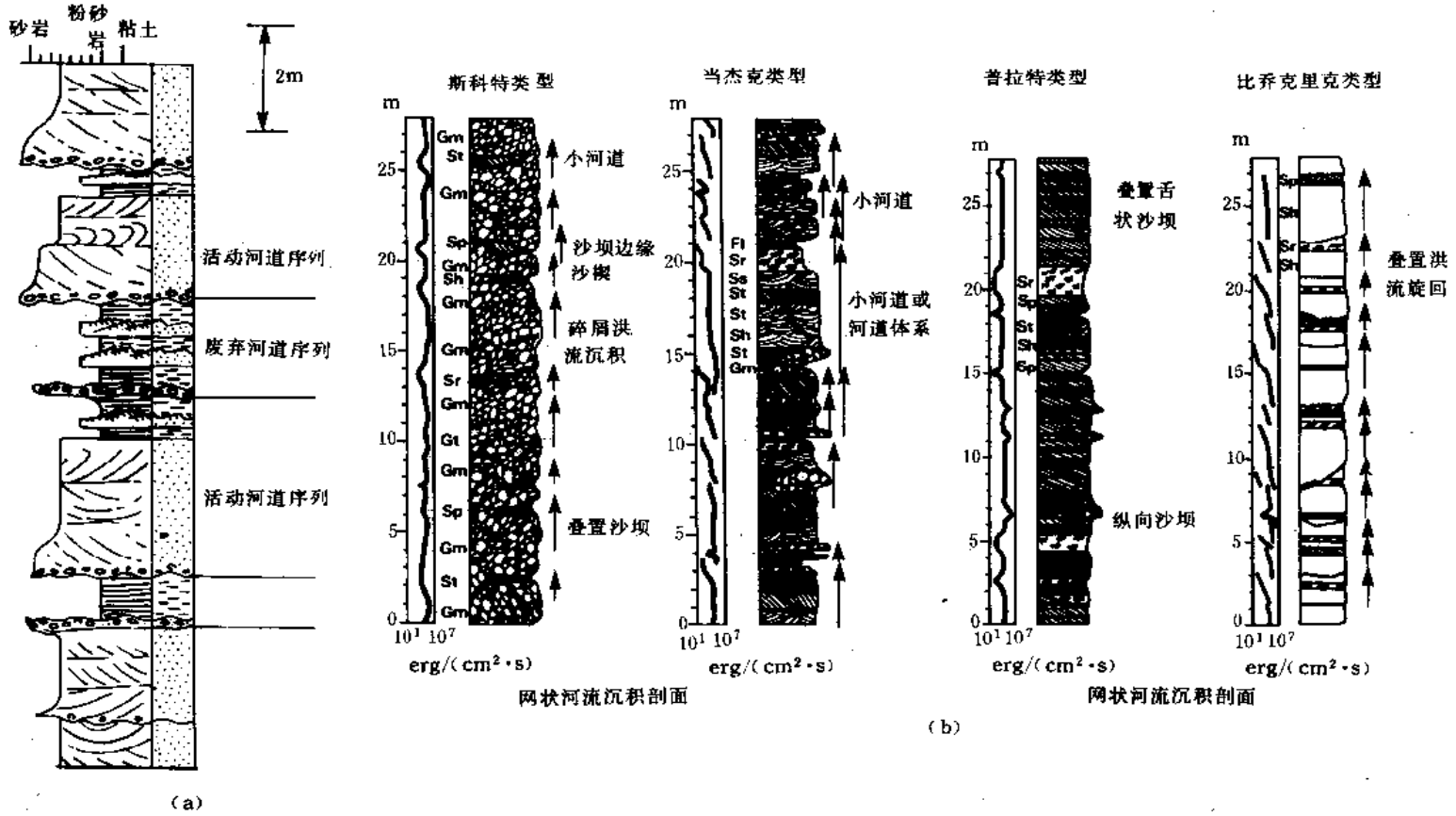


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

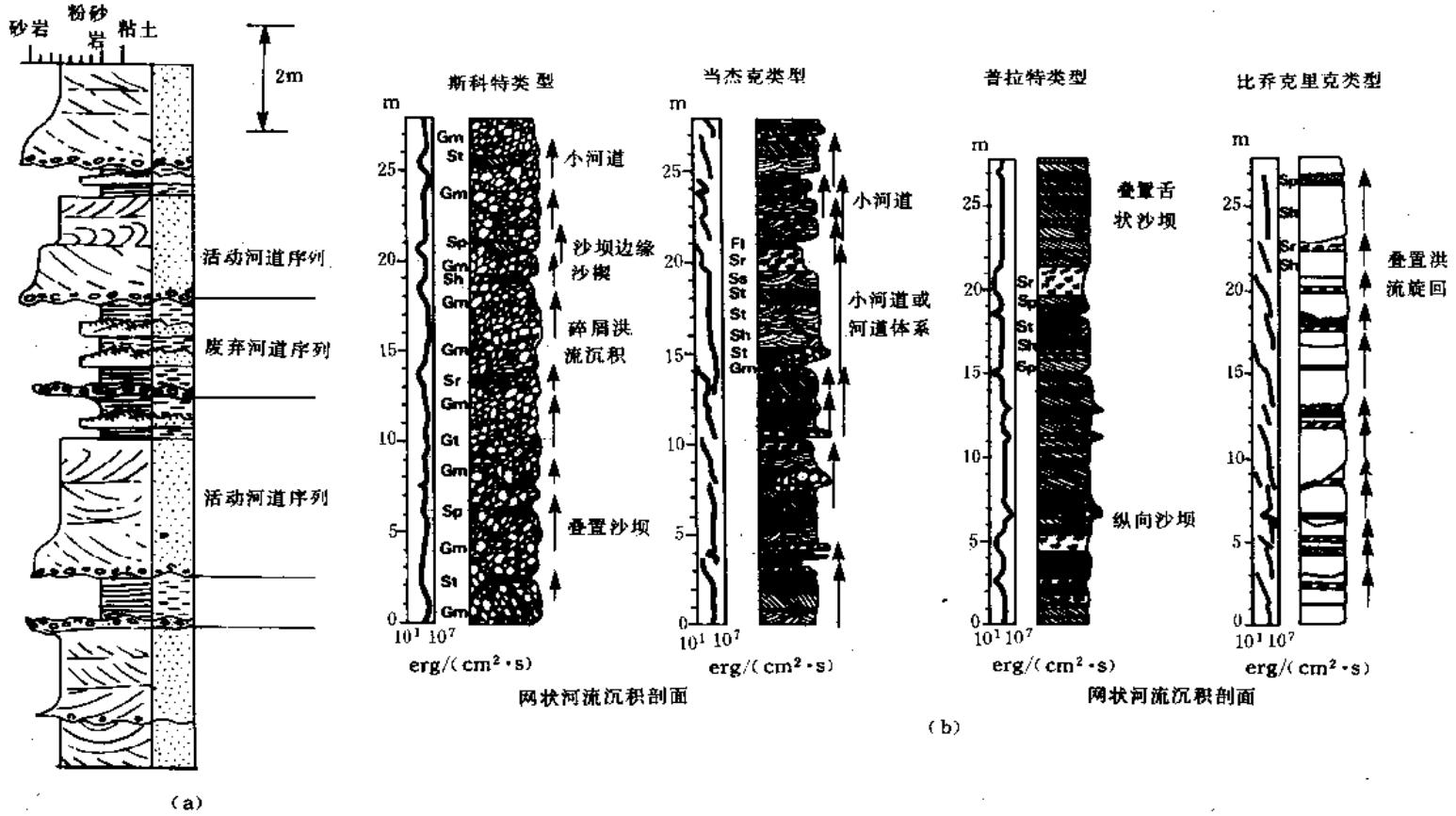


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

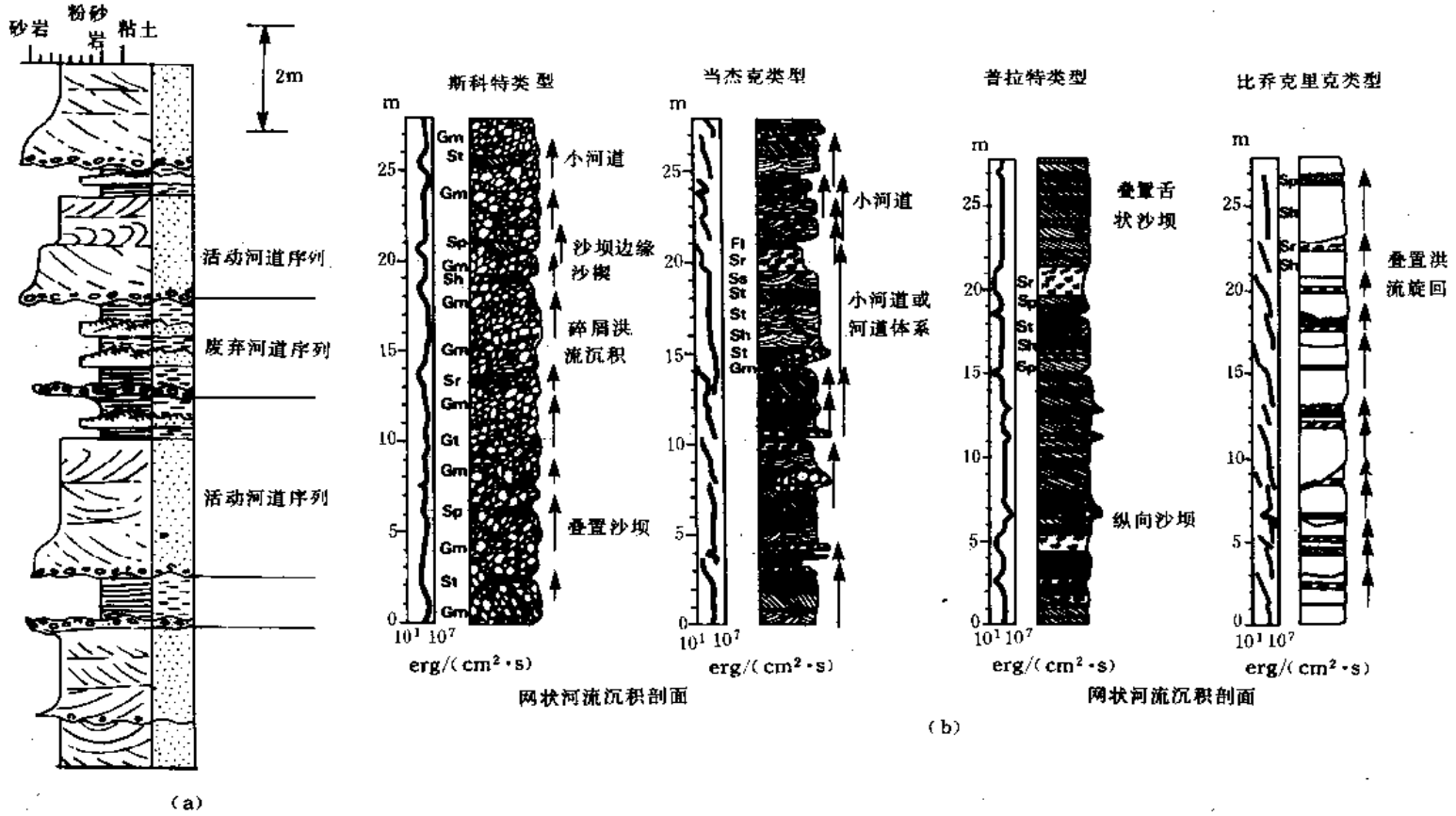


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

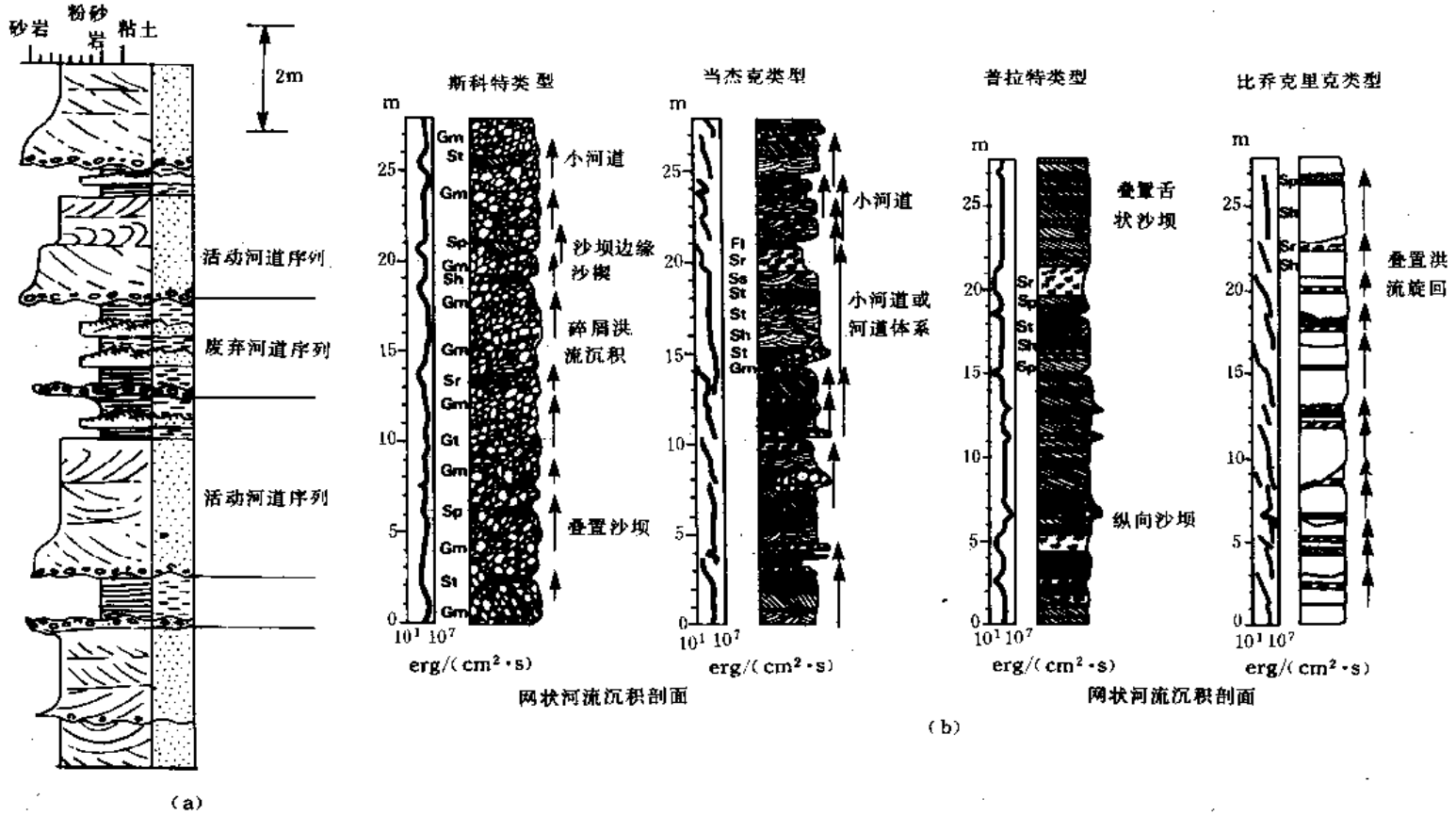


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

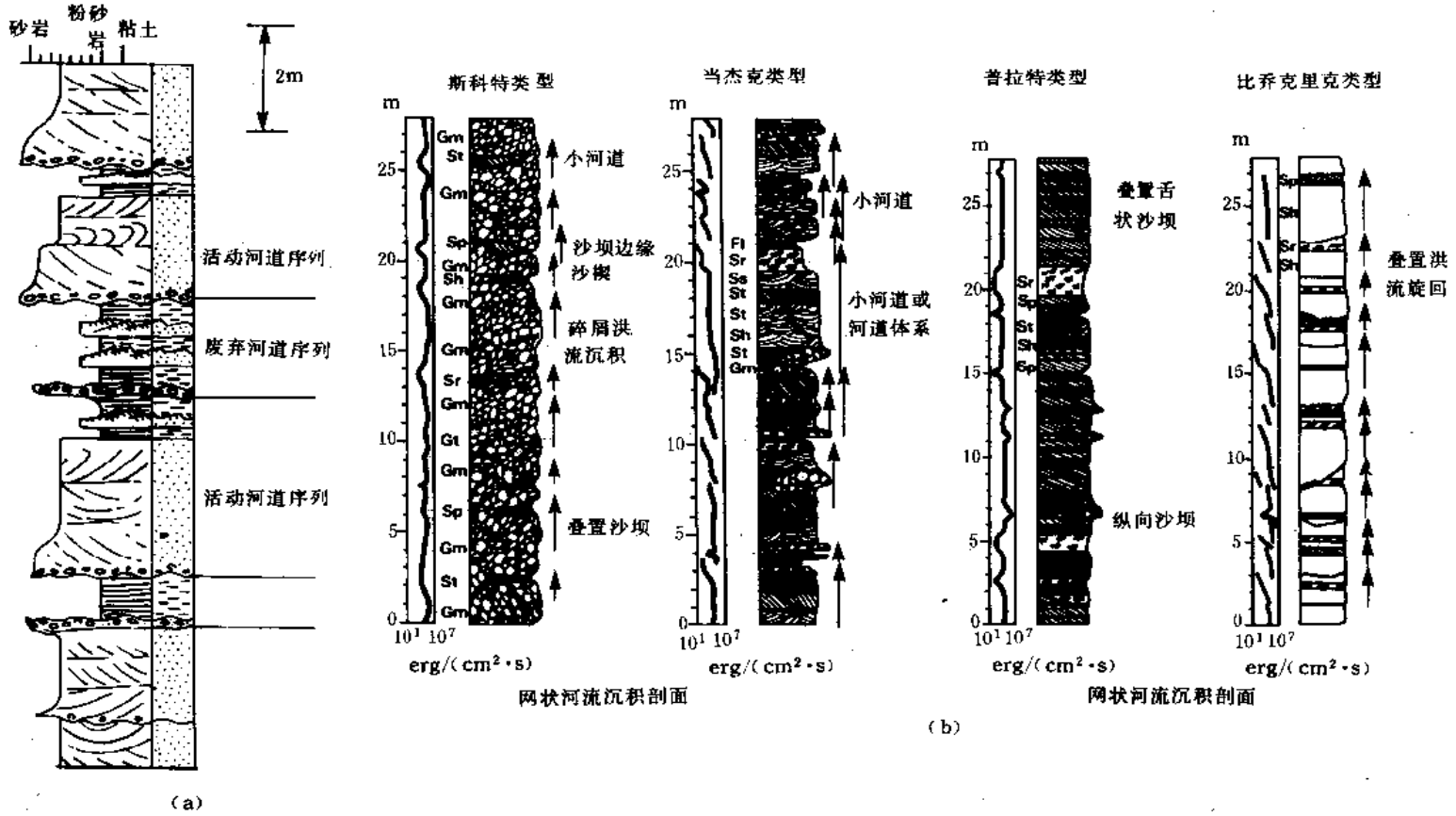


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

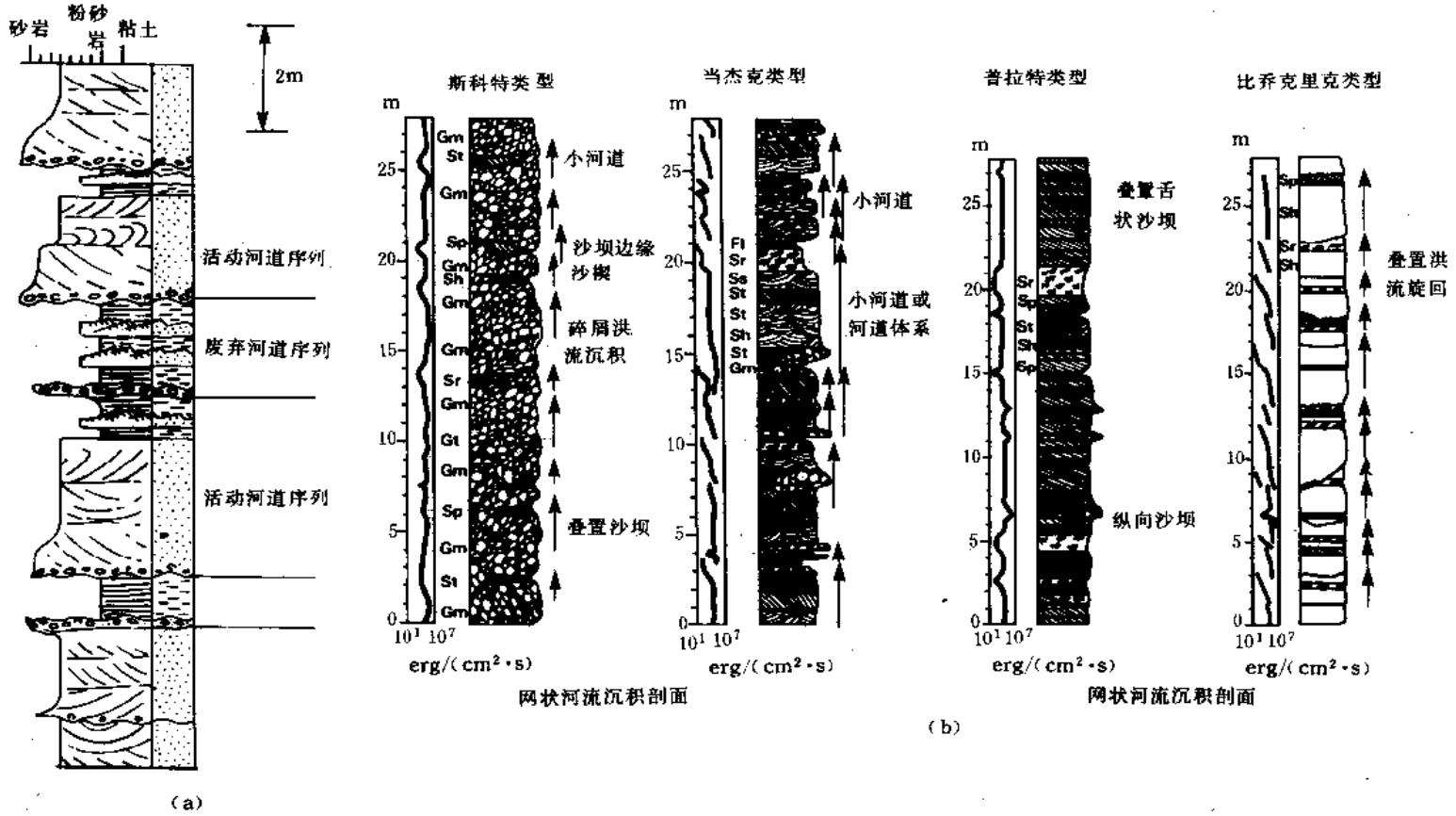


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

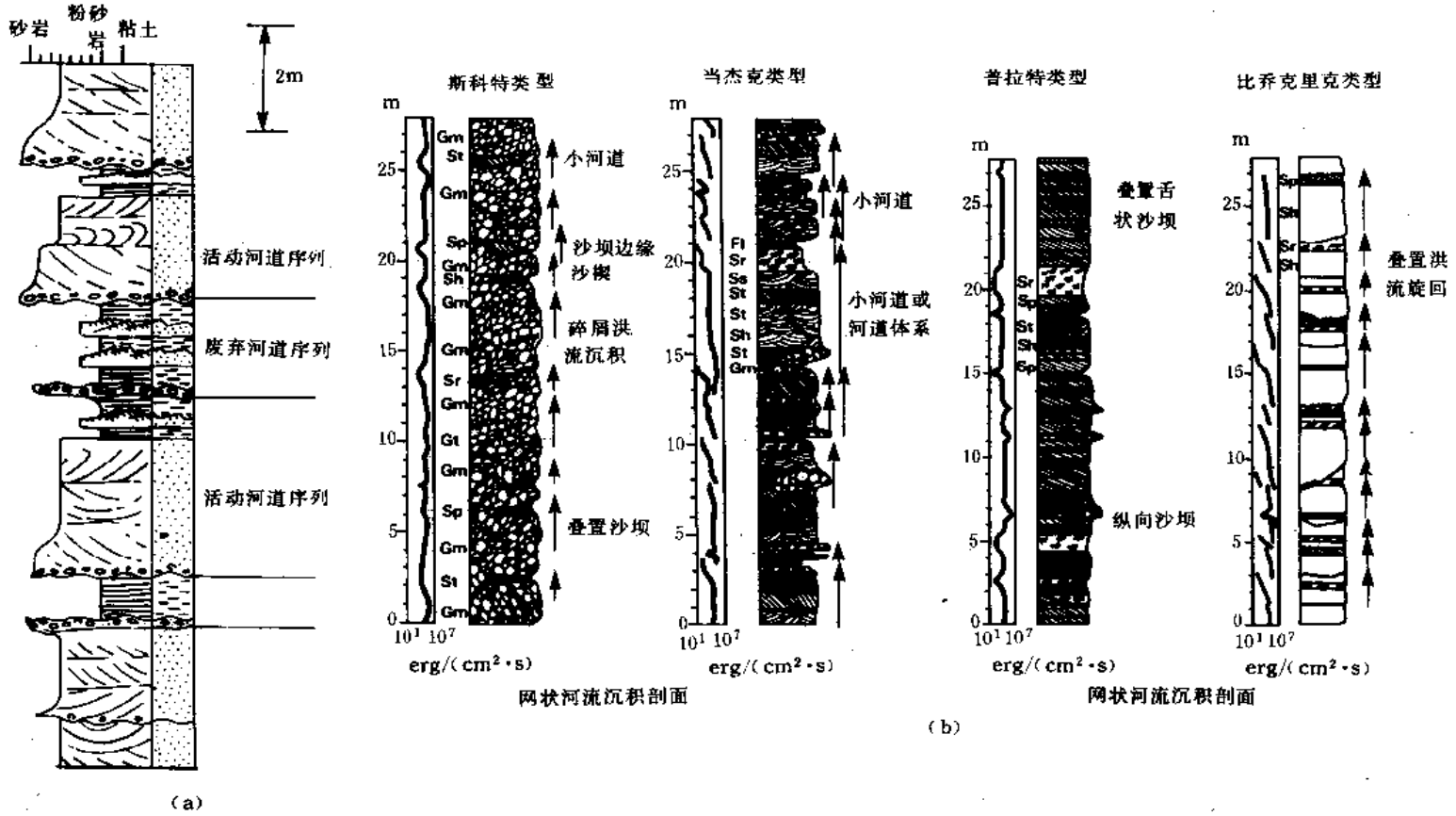


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

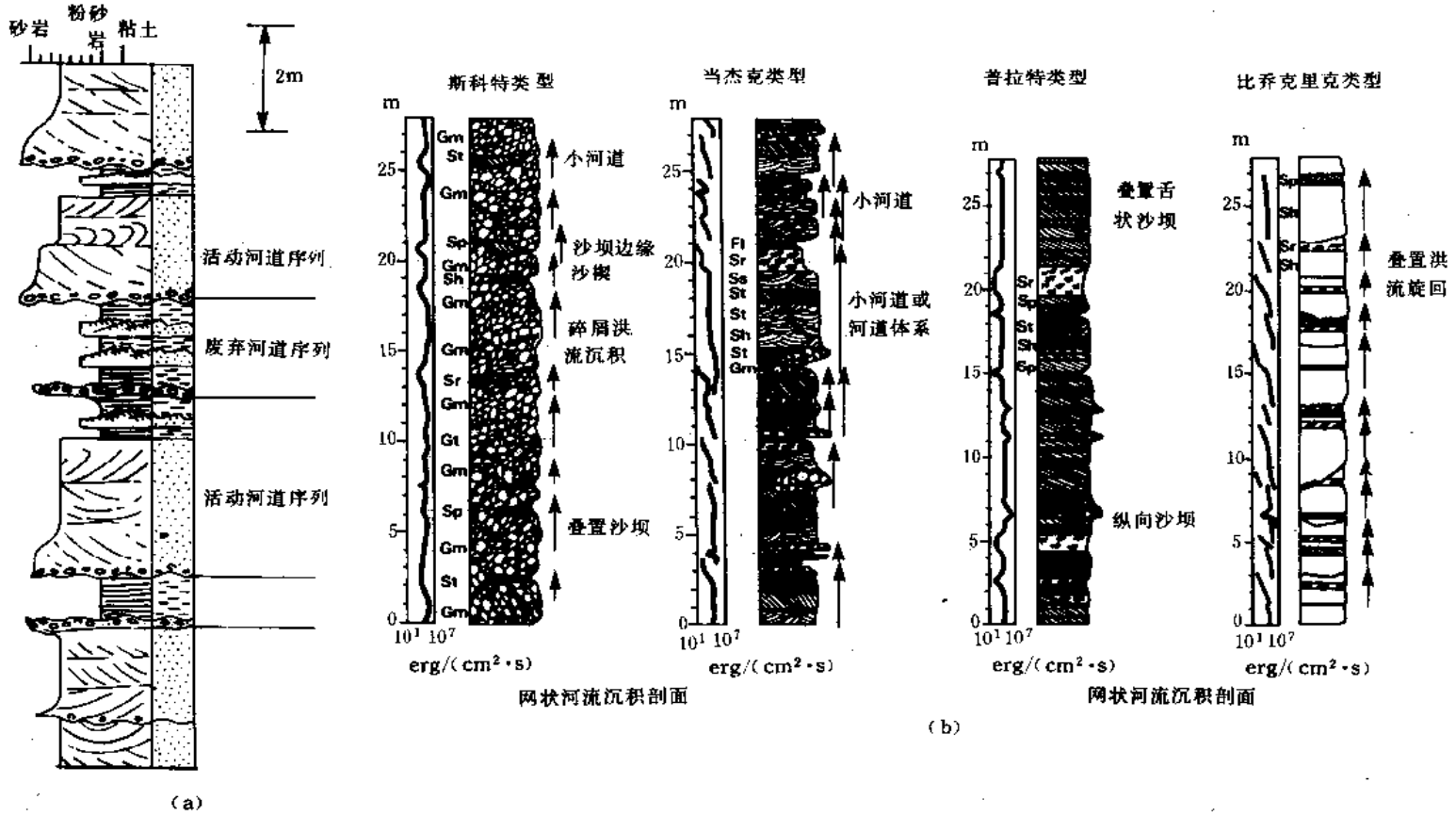


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

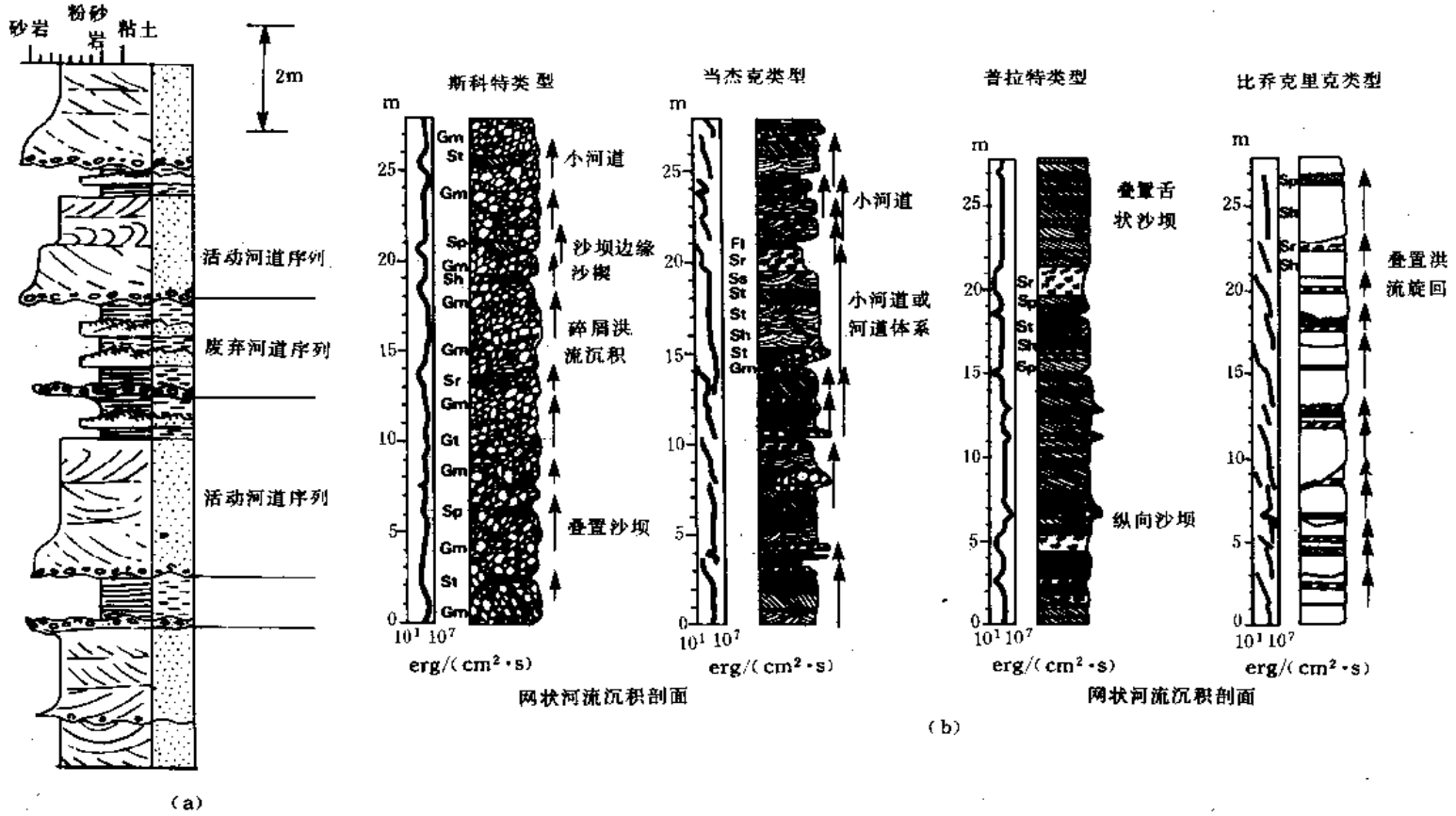


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

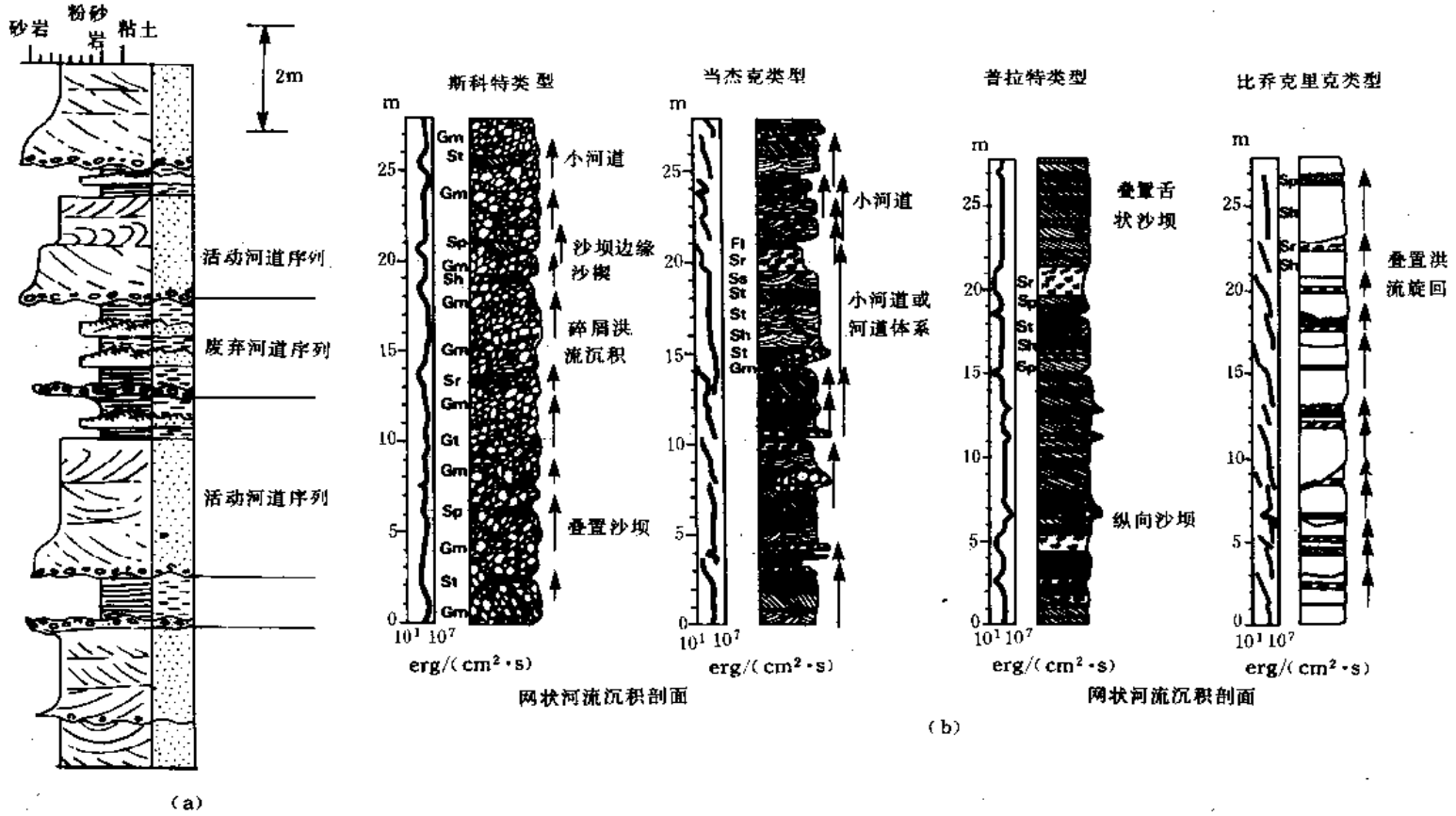


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

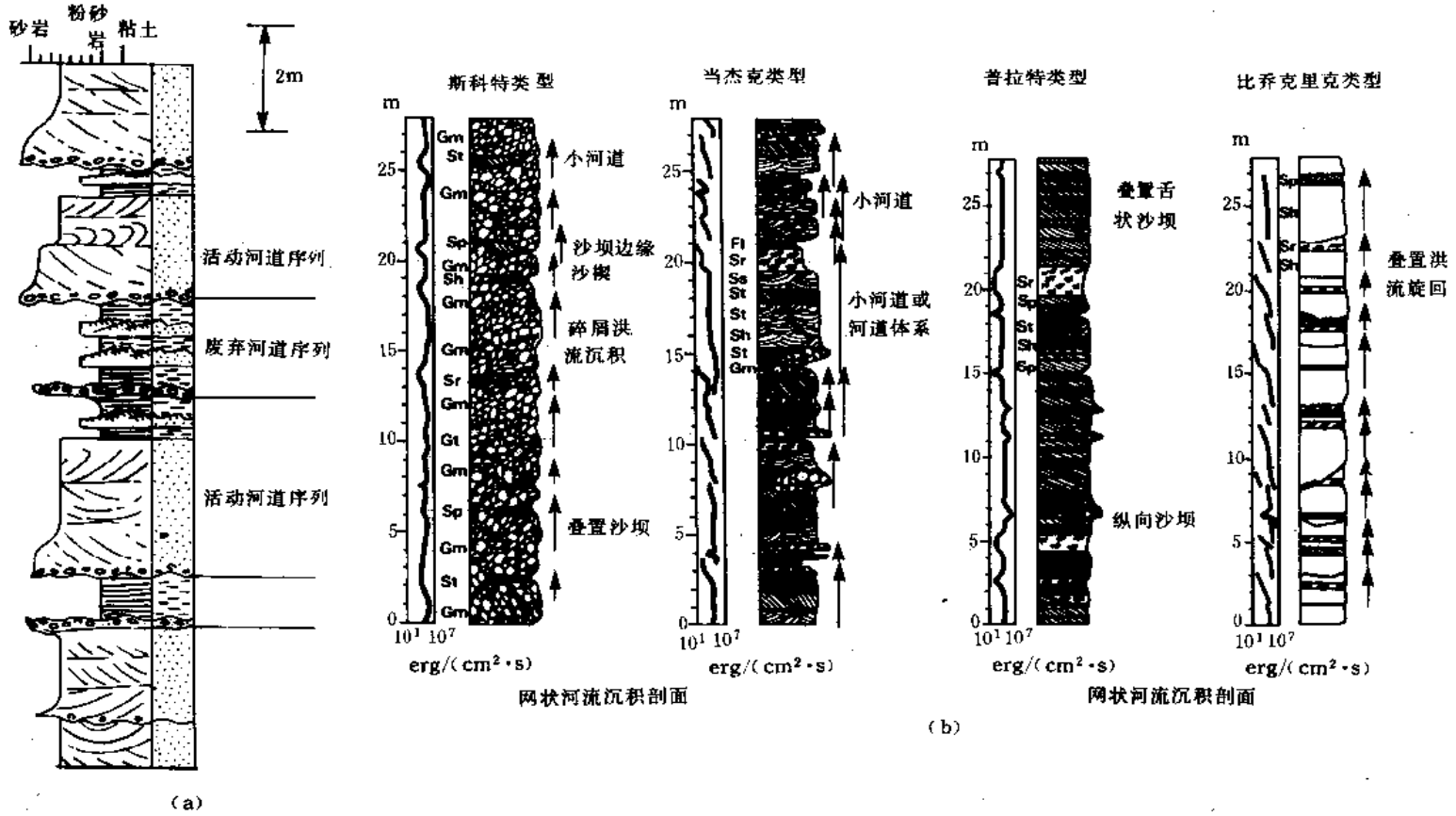


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

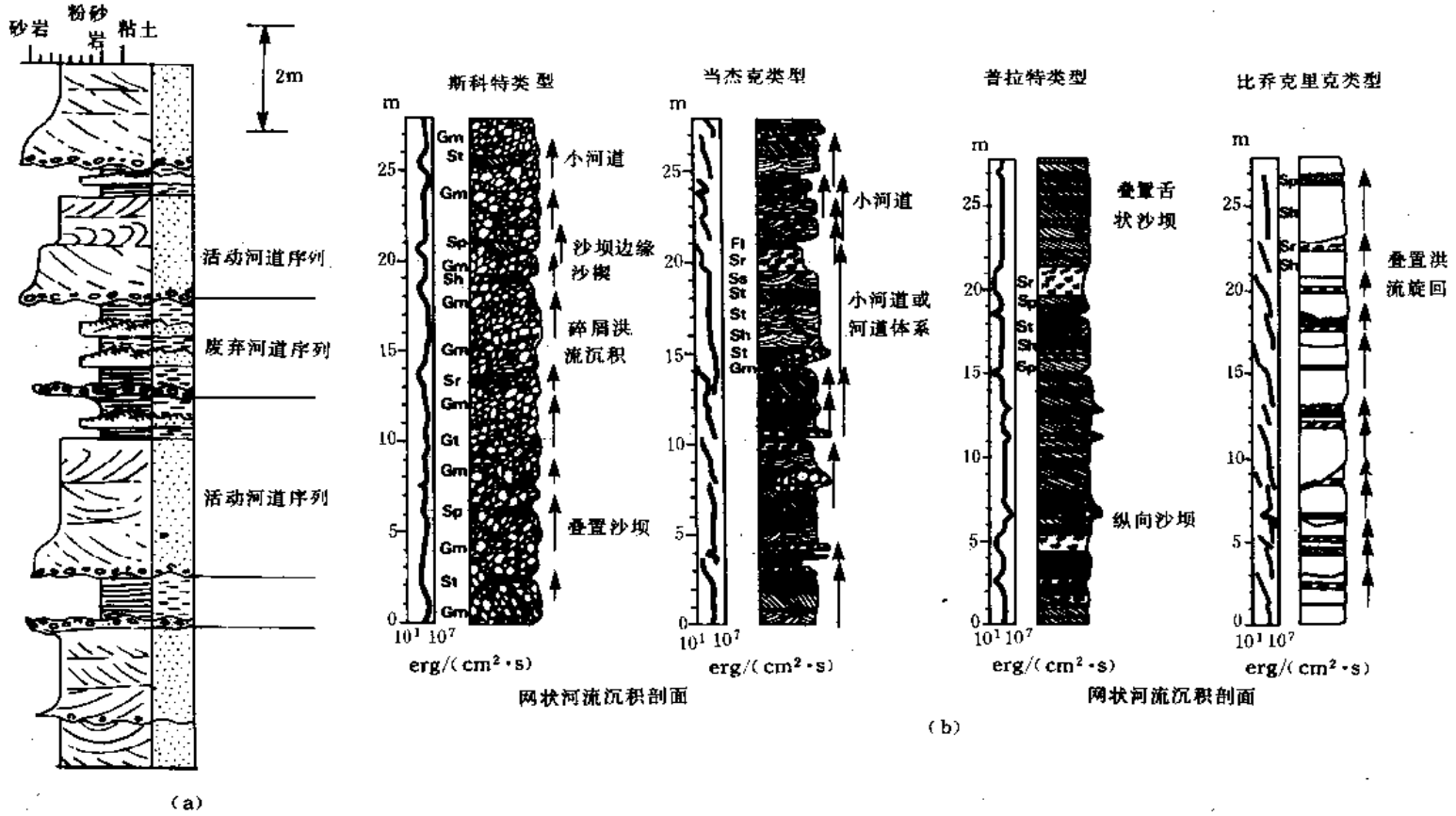


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

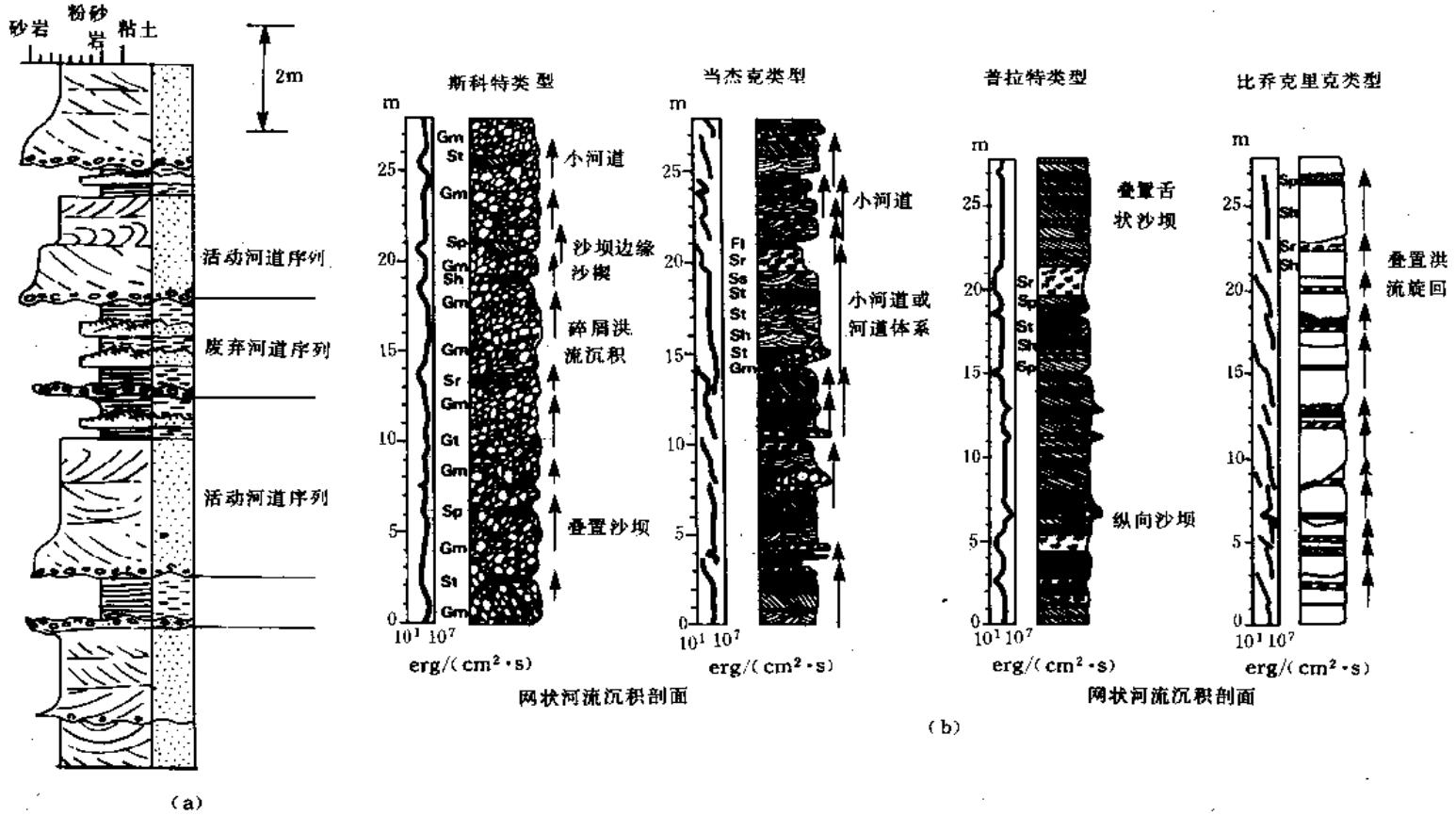


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

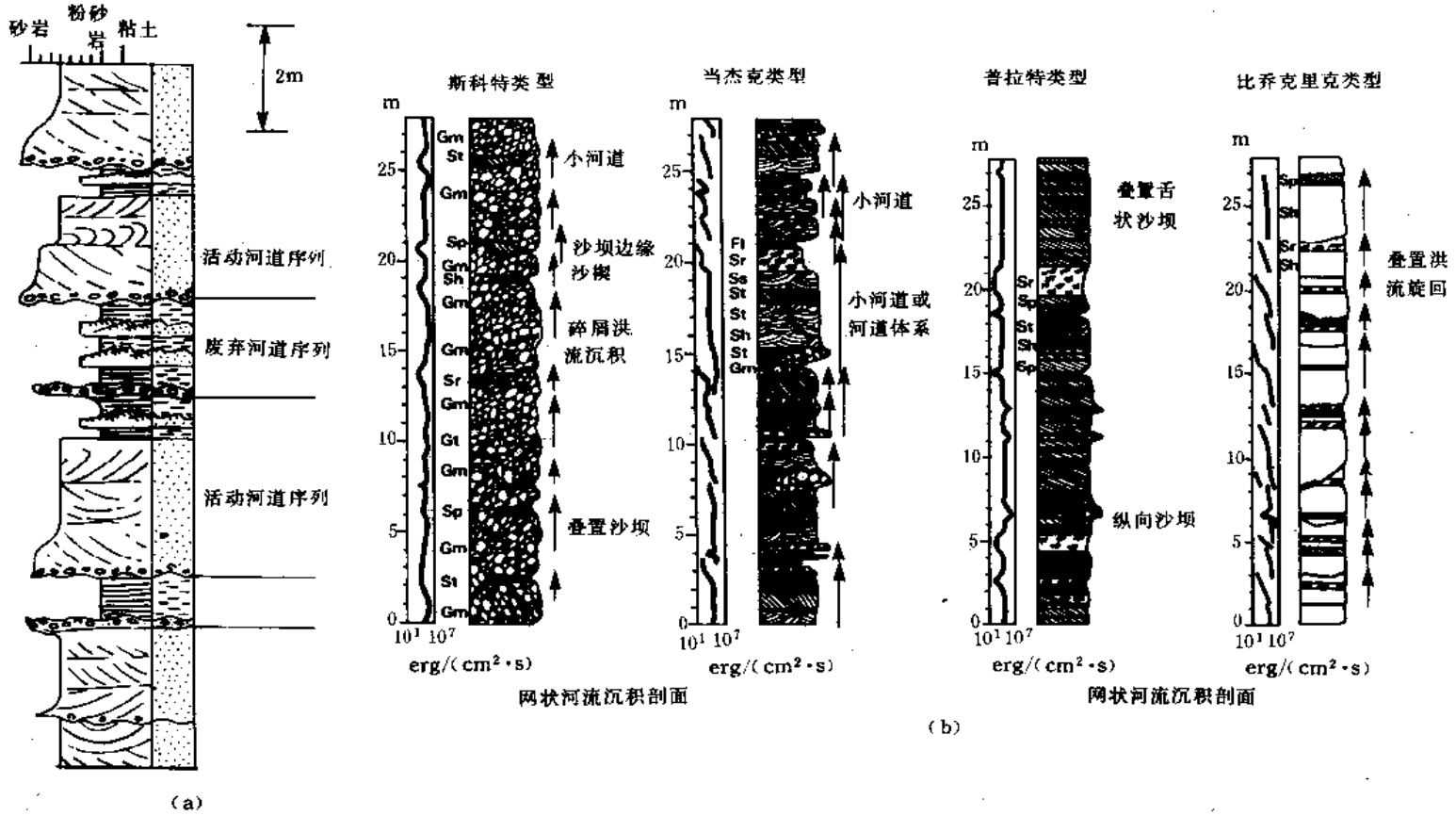


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

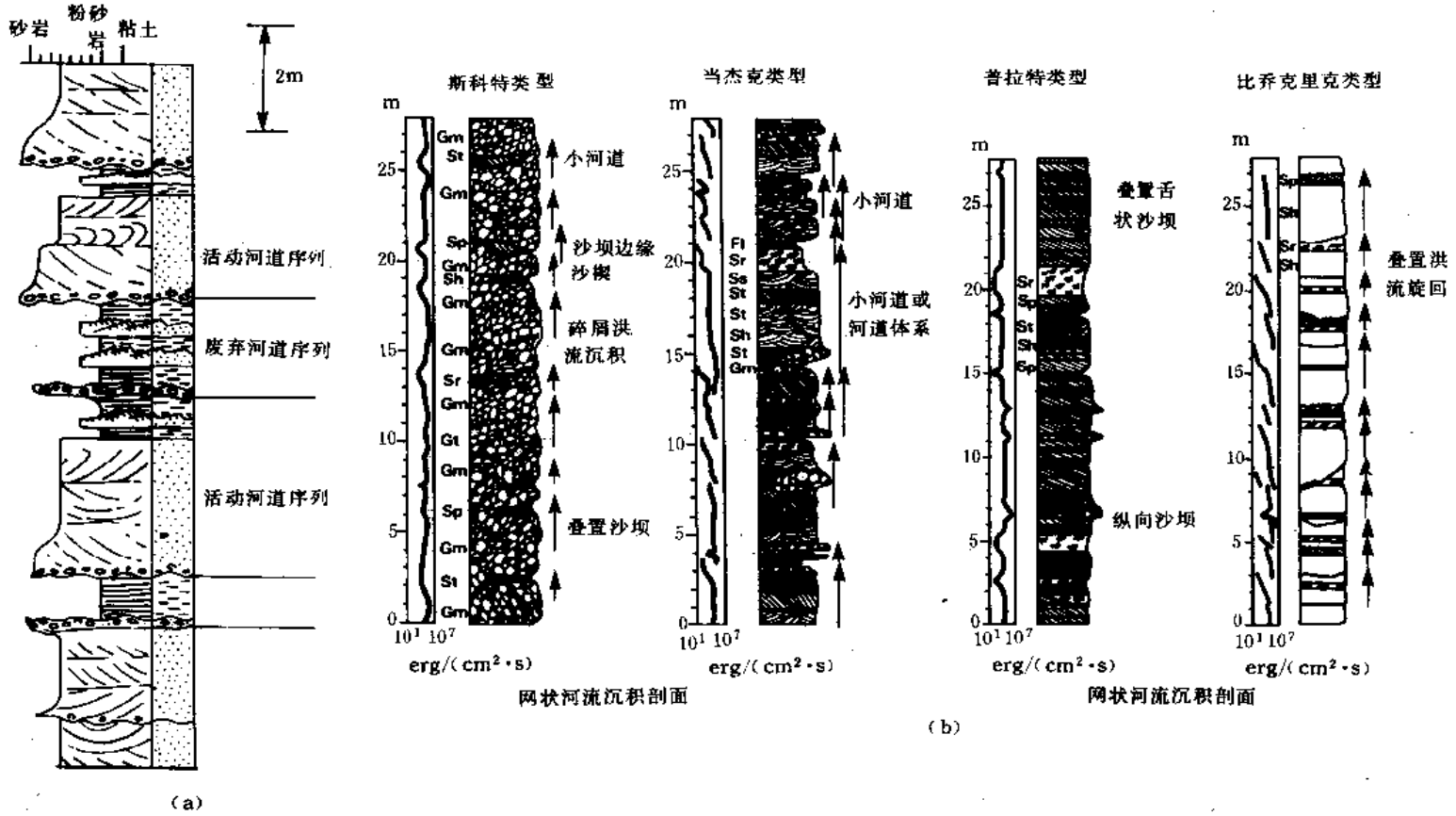


图 6.4-2　(a) 交织网状河流沉积的理论上的垂直岩性剖面（据 Selley，1976）；(b) 同一成因沉积的四条垂直剖面（据 Miall，1977）

沉积作用、波浪、潮汐、风、水流、台地坡度、大地构造特征和集水盆地的几何形态(Wright et al., 1974)。

Galloway (1975) 曾经划分三角洲根据三种主要特征：河流、潮汐、波浪（表 6.6–2 和图 6.6–5)。

在地质专著中，河控三角洲被认为是"高建设性三角洲"，而潮控三角洲或者浪控三角洲划分为"高破坏性三角洲"（例如 Fisher et.al., 1969)。

6.6.2.4. 河控三角洲

如果波浪、潮汐和沿岸流弱，而河流搬运的沉积物总量极大，并且向外海迅速进行进积，那么则是发育具有各种不同特征的三角洲沉积环境。在每条分流河道的河口，水下天然堤可能在河流入海的河口地方形成。大多数被搬运的沉积物沉积下来形成分流河道的河口沙坝。在河口沙坝中粒度向外海减小。继续进积河流坡度变缓，而且水流偏离较小的分量。在这个阶段，陆上天然堤的缺口可能在涨水期形成。这种缺口被称为缺口扇。它是通过中间的分流河道间湾近路向海洋供给，一般来说是由于水流较大而改道的原因所致，而且小三角洲，组成缺口扇外表下的沉积，可能迅速发育，决口甚至可以变成较大的分流河道，并重复此过程。

表 6.6–1 影响三角洲沉积作用的因素（据 Morgan, 1970)

河流流域 (影响沉积负载和搬运能力的变量)	洪泛阶段	沉积负载	洪泛期悬浮负载和底负载量（即河流能力）增加
		粒度	洪泛期悬浮负载和底负载粒度（即河流起动能力）增加
	低水位河流阶段	沉积负载	低水位河流阶段河流能力减小
		粒度	低水位河流阶段河流成分起动能力减小
海岸沉积作用	波浪能量		高波浪能量引起紊流和水流侵蚀，再改造和筛滤三角洲沉积物
	潮差		高潮差分布波浪能量横穿广阔的滨海带，并产生潮汐水流
	水流强度		强的沿岸水流由波浪和潮汐产生，搬运沿岸、滨外、滨内沉积物
构造作用 (相对于海平面基准面)	稳定地区		硬底层阻止三角洲沉降，并迫使三角洲平原像它进积一样的向上建造
	沉降地区		通过构造下拗把沉降和沉积压实作用联在一起，使得三角洲建设成像它进积一样的超复沉积朵叶
	上升地区		陆地抬升（或者海平面下降）引起河流分流下切并改造其沉积物的沉积
气候因素	潮湿地区	炎热或者温暖	高温和潮湿产生浓密的植物覆盖，有利于捕获河流或者潮汐水流搬运的沉积物
		凉爽或者寒冷	植物生长的季节性特征对沉积物的捕获作用不大，凉爽冬季气温使得植物碎片季节性堆积，形成三角洲平原泥炭
	干旱地区	炎热或者温暖	稀少的植物覆盖对沉积物的捕获起的作用小，并使得三角洲平原上风成沉积作用显著
		凉爽或者寒冷	稀少的植物覆盖对沉积物的捕获起的作用小；冬天冰冻使得河流沉积作用中断；春天冰雪融化，且风成沉积作用影响沉积物搬运和沉积