地信网论坛
BBS.3S001.COM

陆相层序地层学应用指南

中国石油天然气集团公司
油气储层重点实验室 编



石油工业出版社

LUXIANG CENGXU DICENGXUE YINGYONG ZHINAN

LUXIANG CENGXU DICENGXUE YINGYONG ZHINAN

责任编辑：[illegible] 封面设计：[illegible] 责任校对：王 蕾



ISBN 7-5021-3797-1

9 787502 137977 >

ISBN 7-5021-3797-1/TE·2768

定价：8.00 元

陆相层序地层学应用指南

中国石油天然气集团公司
油气储层重点实验室 编

石油工业出版社

内 容 提 要

本书简明扼要地介绍了层序地层学在陆相层序地层研究中的应用，介绍了在陆相沉积的层序特征、分布规律及对油气生储盖的预测，并对陆相层序地层学的概念、术语和研究方法等作了规范性阐述。这些对陆相层序地层学的研究和交流都会有一定的帮助。

本书可供从事层序地层学的研究人员以及有关院校师生参考。

图书在版编目（CIP）数据

陆相层序地层学应用指南/中国石油天然气集团公司油气储层重点实验室编. —北京：石油工业出版社，2002.6

ISBN 7-5021-3797-1

Ⅰ.陆…

Ⅱ.中…

Ⅲ.陆相-地层层序-研究

Ⅳ.P539.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2002）第 038591 号

石油工业出版社出版

（100011 北京安定门外安华里二区一号楼）

石油工业出版社印刷厂排版印刷

新华书店北京发行所发行

*

850×1168 毫米 32 开本 3 印张 2 插页 76 千字 印 1—1500

2002 年 6 月北京第 1 版 2002 年 6 月北京第 1 次印刷

ISBN 7-5021-3797-1/TE·2768

定价：8.00 元

前　言

源于被动大陆边缘的层序地层学自 20 世纪 70 年代兴起以来，经历了萌芽、孕育发展和走向成熟的三个阶段。大部分研究者认为海相层序地层学的普遍原理和方法适合于在陆相沉积中应用。然而陆相沉积层序毕竟不同于海相，陆相沉积物源近、多物源、粒级粗、相变快，结构和矿物成熟度低，而且陆相沉积在很大程度上取决于构造的抬升和沉降、物源的供给、气候和湖平面的变化，因此，在应用中既要吸收海相层序地层学中的精华、成熟的工作程序和工作方法，同时还要结合各类陆相盆地沉积的具体特征有所创新、有所前进，从而在各自的盆地建立模式，并通过综合上升为理论，建立一套有特色的陆相盆地层序地层学，以指导陆相盆地的油气、煤等沉积矿产资源的勘探。

早在 20 世纪 70 年代 Vail 对层序地层学的应用意义就有一个明确的评价，“层序地层学概念在沉积岩上的应用有可能提供一个完整统一的地层学概念，就像板块构造曾经提供了一个完整统一的构造概念一样。层序地层学改变了分析世界地层记录的基本原则。因此，它可能是地质学中的一次革命，它开创了了解地球历史的一个新阶段。”无疑，我国在陆相盆地中全面、正确、规范地应用层序地层学必将把我国陆相沉积和储层的研究推向一个崭新的阶段，并将极大地提高油气勘探中对生油岩分布区、储层分布区和盖层分布区的预测精度，给油气勘探带来巨大的经济效益。同时也会对其他沉积矿藏，如煤、铀的勘探产生巨大的经济效益。

本指南旨在把近年来在中国石油天然气集团公司油气储层重点实验室所辖的有关研究单位和高等院校的部分研究人员在学习和借鉴国外海相层序地层学理论和方法并应用于部分油田实践的

一些成果和想法写出来，与油田勘探生产第一线从事层序地层学研究的人员一起进行学习和探讨，其目的是使从事陆相层序地层学的研究人员有一本比较规范的手册，在碰到困难的时候可以拿出来查一查，给具体从事油田勘探生产的研究人员带来一些方便，使其在陆相层序地层学研究应用时具有一定的正确性和规范性。在目前一些学术理论问题还有待深化研究的情况下，暂时有一个统一的概念、术语、方法等的“规范”，便于油公司范围内交流沟通，以利进一步的研究工作。我们也很清楚目前我们的工作还很不完善，实际工作的经验还不够，同时，陆相沉积复杂多变，各个盆地的沉积层序变化也不尽相同，不同盆地、甚至同一盆地的不同坳陷就有不同的层序地层分布模式。因此，本指南仅为一个“指南”，具体方向还要依据不同的盆地不同的坳陷加以分辨，希望我们的努力能给在油田工作的研究人员一点帮助，这也就是我们最大的心愿。

本指南是在收集有关海相层序地层学研究成果和我国学者研究中国陆相层序地层的成果以及中国石油油气储层重点实验室研究工作的基础上，由顾家裕教授和张兴阳博士编写而成，编写过程中范士芝博士为本书收集了有关资料，书中大量的资料是我国学者在研究中国陆相沉积的层序特征、分布规律、对生储盖预测等的总结性成果，正是他们为本指南的编写积累了大量素材和图件，在此谨对他们认真有效的工作表示敬意和感谢。

为编写本指南，在中国石油油气储层重点实验室的组织和领导下，召开了学术委员会中有关层序地层学研究人员讨论会和全国性的层序地层学学术研讨会，本指南吸取了两次与会研究人员大量学术思想精华、优秀的成果和好的建议。初稿完成后，学术委员会主任裘怿楠，副主任赵澄林、薛叔浩，重点实验室主任罗平等有关人员对本指南进行了认真细致的审阅，修改后又送交有关学术委员进行了审读，并再次进行了修改，应该说本指南是我国从事层序地层学研究人员和中国石油油气储层重点实验室人员集体劳动的成果和智慧的结晶。

在编写过程中，中国石油天然气股份有限公司贾承造总地质师，科技信息部罗治斌副总经理、李先奇博士，中国石油天然气集团公司科技发展部方朝亮处长和中国石油勘探开发研究院赵文智副院长等有关领导给予了极大的关心和指导，在此表示真挚的感谢。

同时也恳请油田勘探生产第一线的科研人员及其相关研究人员对本指南提出宝贵意见，我们定会虚心接受并将根据你们的意见进行修改和完善，以满足油田勘探生产工作实际的需要。

编　　者

2001 年 11 月

目　录

第一章　层序地层学发展历史与现状 …… (1)
第一节　层序地层学发展历史 …… (1)
第二节　层序地层学研究现状 …… (5)
第二章　关于陆相层序地层学研究 …… (21)
第一节　湖平面升降曲线精度和可靠性研究 …… (21)
第二节　层序地层主控因素的研究 …… (27)
第三节　层序地层模式的适用及推广 …… (27)
第四节　层序地层学定量研究和计算机模拟的研究 …… (29)
第三章　陆相地层层序边界的识别和层序级别的划分 …… (32)
第一节　陆相层序地层学研究的基础资料、遵守的法则及研究流程 …… (32)
第二节　层序边界的识别 …… (35)
第三节　层序级别的划分 …… (46)
第四节　等时地层格架的建立及体系域的划分 …… (52)
第四章　陆相层序地层学研究方法 …… (55)
第一节　露头层序地层学研究 …… (55)
第二节　地震层序地层学研究 …… (61)
第三节　井下层序地层学研究 …… (66)
第五章　陆相层序地层模式与隐蔽圈闭 …… (74)
第一节　坳陷型湖盆层序地层模式与隐蔽圈闭 …… (74)
第二节　断陷型湖盆层序地层模式与隐蔽圈闭 …… (77)
第六章　陆相层序地层学研究中的基本图件 …… (80)
参考文献 …… (83)

第一章　层序地层学发展历史与现状

随着人们对盆地认识的深化以及油气地质学、沉积学、海洋地质学、海洋学、古气候学、古生物学和地球物理、同位素测年等技术的长足进展，知识的量变必然导致科学的革命（质变），层序地层学以其强大的生命力在全世界得到迅速发展和应用。它作为一种成功的全球性理论，在油气资源勘探开发中正发挥着巨大的作用；以其概念的合理性和应用的可操作性，提供了一种更为精确的以不整合面或与之相对应的整合面为边界，在等时的地层格架内对地层进行对比、岩相古地理再造和勘探中钻前预测生储盖地层分布的有效方法，它的出现在沉积学、地质学以及一切与沉积岩有关的科学领域引起了极大的震动。

正如 Vail 所言，“层序地层学概念在沉积岩上的应用有可能提供一个完整统一的地层学概念，就像板块构造曾经提供了一个完整统一的构造概念一样。层序地层学改变了分析世界地层记录的基本原则。因此，它可能是地质学中的一次革命，它开创了了解地球历史的一个新阶段”。层序地层学在我国的兴起和发展仅有十年的历史，但我国的层序地层学工作者在引用海相层序地层学理论的基础上，对陆相层序地层学研究有了创新性的进展，已经取得了丰硕的成果。

第一节　层序地层学发展历史

虽然“层序”概念的提出（Sloss，1948），近乎与地层学一样古老，但层序地层学作为地层学的一门新兴分支学科，则是近 20 多年来才发展起来的。究其发展轨迹，它大致可分为三个阶段：即概念萌芽阶段、孕育发展阶段和理论系统化阶段。

一、概念萌芽阶段（1948—1977）——层序概念建立阶段

该阶段主要建立了层序地层学赖以发展的地质基础，包括以生物地层学、岩石地层学、年代地层学及动力地貌学为依据建立的一些层序。其中以 Sloss，Krumbein 和 Dapples（1948）同时提出的地层层序概念为标志。Sloss 等人将层序定义为“比群、大群或超群更高一级的单元，在一个大陆的大部分地区可以追踪，并且以区域的不整合面为界”。1963 年，Sloss 等人将北美克拉通前寒武纪晚期至全新世地层划分成以区域不整合面为边界的六套地层层序（图 1－1），并以北美印地安部落的名字对层序进行命名。然而，由于这样的层序单位所代表的时间跨度大大，不能满足详细分层对比和生产实际的需要，再加上受当时技术条件的限制，未能得到深化和推广。Sloss 的层序思想当时仅被他的学生和朋友所接受。尽管如此，Sloss 等人提出的层序概念为当今层序地层学的发展提供了概念基础。

二、孕育阶段(1977—1988)——地震地层学形成和发展阶段

该阶段以 Vail（1977）等人编著的《地震地层学》为标志。它是随着高分辨率地震勘探和处理技术的发展而诞生的，地震地层学提出了全球海平面变化具有相对一致性，海平面变化控制了层序发育的观点。在这个阶段，人们已能在盆地规模上或三级层序以上的级别中应用地震资料及钻井、测井资料预测和确定盆地及区域范围内的地层结构、沉积相类型和沉积相的区域分布，其影响已波及整个全世界。但这一阶段还不能适应在勘探目标——油气藏规模上的具体分析预测工作。尽管如此，该阶段对进行地层学分析已产生了一次重大的飞跃。

三、理论系统化阶段（1988 年至今）——层序地层学综合发展阶段

该阶段以 Vail（1988）等人编著的《海平面变化综合分析》以及 Sangree，Wagoner 和 Mitchum 等人的层序地层学文献的发表为标志。层序地层学建立了一套层序地层概念体系以及在等时地层格架下不同沉积背景下的层序地层分布和不同地层的叠置样

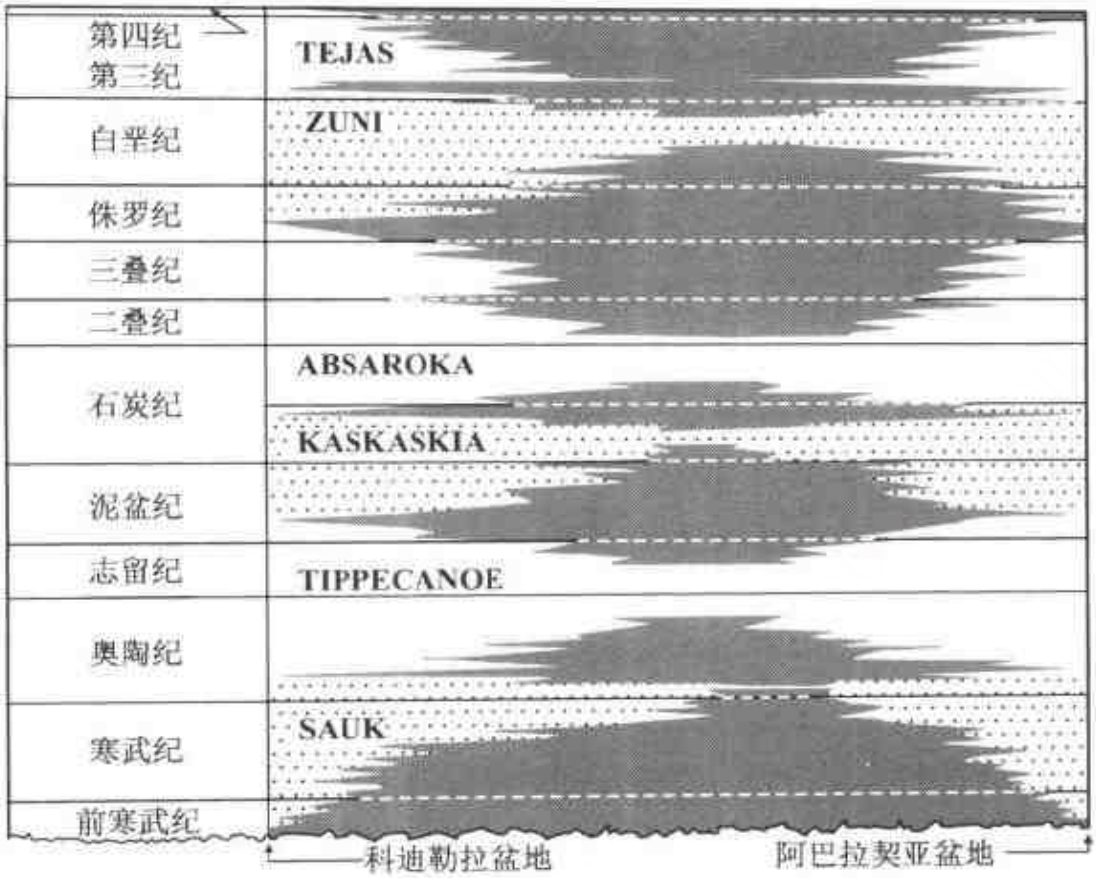


图 1－1　Sloss 识别出的显生宙克拉通层序与克拉通边缘上的造山幕的关系（1963）

式。前期，随着可容空间概念的建立和引入应用，层序地层学的理论和方法趋于成熟、实用，其标准就是 1989 年 AAPG 年会举办的层序地层学短期培训班和会议上发表的大量关于层序地层学的论述（Sangree，J B 和 Vail，P R，1989）。这个时期已可直接运用测井、岩心、露头资料单独或综合进行层序地层分析，既可在较大规模上服务于勘探，也可在油藏规模上进行对比、分析和预测工作。

20 世纪 90 年代以来，层序地层学进入了理论研究和生产应用全面发展的新时期，在理论上出现了诸如高分辨率层序地层学（Cross）、成因地层学（Galloway）、旋回地层学等学派；在实践应用中，层序地层学不但研究海相沉积，也大步迈向非海相沉

积，同时开始深入到油气勘探开发的各个阶段和层次。如从盆地分析到圈闭的成因解释，从油藏描述、数值模拟到后续动态模拟，从勘探开发各个阶段的软件开发到油藏管理，都应用了层序地层学的理论、方法和研究成果。该阶段层序地层理论的系统化，给沉积学和地层学研究带来了革命性的飞跃。Vail 称层序地层学“可能是地质学中的一次革命，它开创了了解地球历史的一个新阶段”，这一点也不为过；Brown（1990）认为是“地层学领域正在进行的一场革命”；Cross 等（1987）则认为是“地质学领域不亚于板块学说的一场革命”，并认为它是“把地质学从定性转变为定量科学的推动力”。

层序地层学的诞生和发展之所以获得如此高的评价，主要是在于它的科学性、先进性、预测性和定量性，具体有以下五个方面的原因。

（1）层序地层学的基本指导思想是强调地层层序的形成受控于全球海平面的升降、构造沉降、气候和沉积物供给等因素，并表现出不同的级别、规模和不同的时间间隔。显然，层序地层学的基本观点和当前人类把地球作为一个整体，研究其演化历史的地球观是一致的，因而受到了地学工作者的重视和支持。

（2）首次提出了全球统一的成因地层划分方案（成因地层年表）。层序地层学通过对控制地层形态的构造沉降、全球海平面升降、气候和沉积物供应的综合分析，提出了相对海平面（或基准面）变化控制层序形成与发育的概念，确定了层序内部和层序之间的成因联系，将地层学推向了具有完整系统的理性阶段。

（3）层序地层单元的界面具有物理性界面和生物界面的双重意义。因此，层序地层学清除了地层中长期存在的年代地层、岩石地层和生物地层单位三重命名的混乱现象，为准确的地层划分与对比有可能提供一个全球统一的地层学概念和对比方案。

（4）建立了地层格架分布模式，提高了地学工作者的预测能力。层序是以不整合面或与之相对应的整合面为其边界的、成因上有联系的一套地层。这套地层是在一个海平面变化周期中形成

的，一般包括了低位体系域、海进体系域和高位体系域，每个体系域在每个层序中都有一定的几何形态、相邻相的组合和平面上的展布方式，同时也具备三维空间的立体概念，从而提高了地层工作者在地层对比和沉积相分布的预测能力。即预测尚未钻探地层的年代、体系域的展布和范围，预测有利生储盖地层的分布，预测钻前油藏类型和油层质量，以提高勘探的成功率、勘探效益和开发中油气采收率。

（5）将偏定性的地球科学研究推向定量化。层序地层学研究成果使人们能够更充分地了解地层的时空分布，进而可依据地震勘探技术和计算机技术来定量化地模拟层序地层的充填过程，使人们能够较定量化地了解地层划分、相带分布、古地理恢复、构造发育史、成藏史以及油藏开发效果监测等一套完整油气勘探开发过程。

第二节　层序地层学研究现状

由层序地层学的发展历史可见，作为比较完善的层序地层学，能够在全球范围内建立一个完整统一的地层学概念，在统一的等时地层格架下研究不同沉积背景下不同的地层叠置样式，从而大大提高了地层、岩性，甚至油藏的预测能力，能直接为油气勘探开发服务。因此，现今的层序地层学具有比较系统完整的概念体系、理论体系和方法体系。

一、层序地层学的概念体系建立

1. 三大不同学派层序及层序边界的概念

层序概念的建立是层序地层学建立的基石。不同学派，其层序与层序边界是不同的。在三个不同学派中，Exxon 公司的 Vail 和他的合作者认为两个不整合面或与其相对应的整合面之间的地层单元为层序；Galloway 认为在墨西哥湾上第三系以三角洲为主体的沉积复合体系中，最大海泛面是最好的地层对比标志层，因此他把层序划分为最大海泛面之间的地层单元，称为成因地层层

序；而 Johnson 根据加拿大中生界露头上层序地层工作的情况，认为海侵面是本区最好对比的一个标志层，强调层序以海进—海退的一个旋回沉积层作为一个层序，因此，把两个海侵面之间的地层单元称为海侵—海退层序（即 T—R 旋回）（图 1－2）。所以，谈层序，谈边界必须指出哪一派（或哪种划分方案），而有些学者把三者混在一起谈，使不整合面、最大海泛面、海侵面在同一文章中都成为边界，这是要十分注意的。

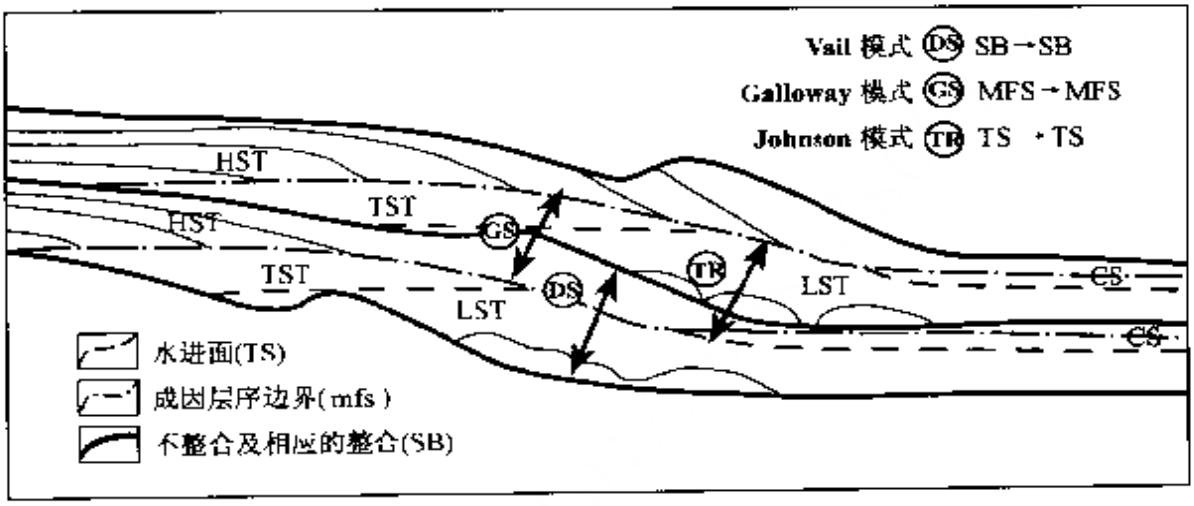


图 1－2　几种不同的层序定义（Armentrout，1993）

DS—Exxon 公司以 Vail 为代表的学派，以地层不整合或与此不整合可以对比的整合面为边界；

GS—继 Frazier 之后，以 Galloway 为代表，采用最大洪泛面作为层序边界；

TR—Johnson 所强调的层序以海侵面为层序边界的海进海退旋回(T－R 旋回)；

LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；CS—凝缩段

2．三大体系域概念的建立

沉积体系是沉积环境和沉积作用过程方面具有成因联系的三维岩相组合体，沉积体系域则是由一连串有成因联系的同时代的沉积体系组成，它是在同一层序内相对海平面变化的产物，各体系域所指示的是地层剖面上它所处的位置（Posamentier，1988），而并不表明水位的高低（图 1－3）。根据不同的沉积背景，可分为低位体系域（Lowstand system tract—LST）、海进体系域（Transgressive system tract—TST）和高位体系域（Highstand

system tract—HST)。不同地质背景下层序地层具有三类体系域不同的叠置样式（图 1－4）。

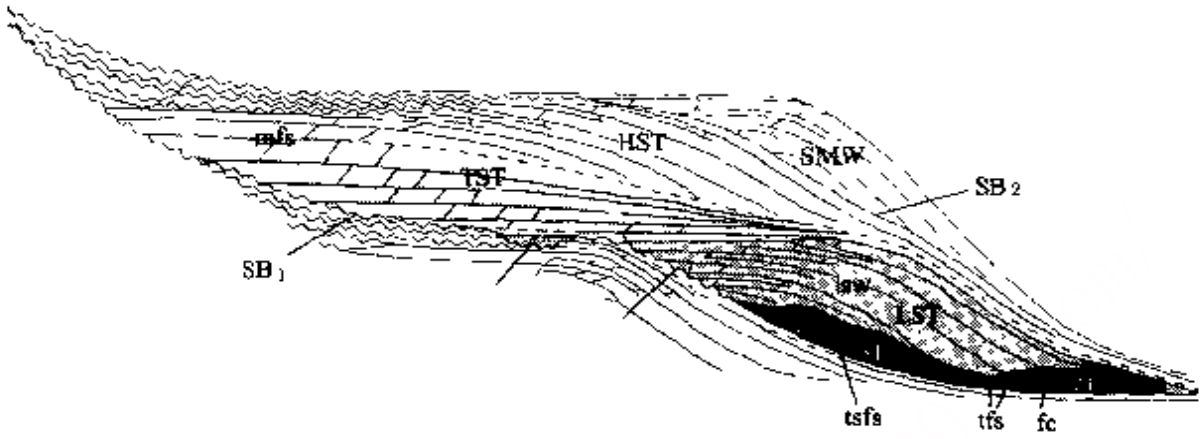


图 1－3　标准层序中三种体系域的相对位置

LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；mfs—最大海平面；SMW—陆棚边缘体系域；LSW—低位楔状体；sf—低位斜坡扇；bf—低位盆底扇；rsfs—斜坡扇顶面；*tfs*—扇顶面；fc—扇水道；SB_1—层序边界 1；SB_2—层序边界 2

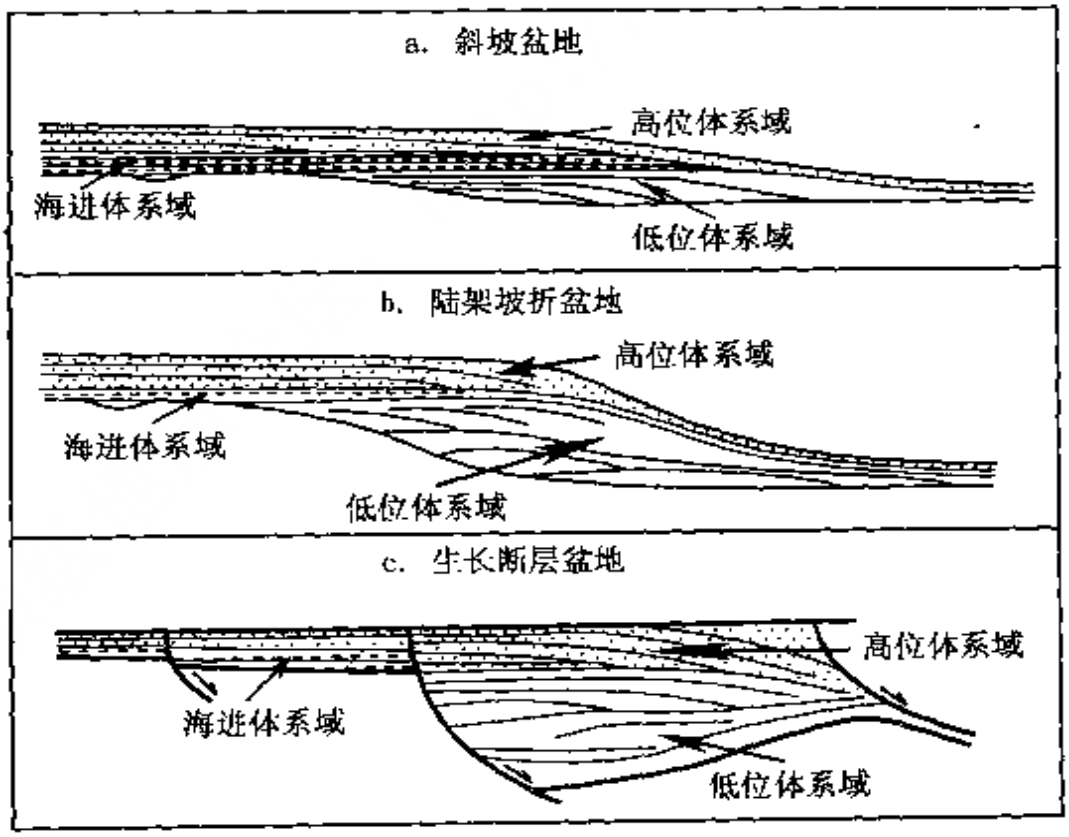


图 1－4　不同构造背景下的层序地层模式

（据 Vail 等，1991）

3. 全球海平面和相对海平面

海平面变化是层序地层学中最重要的概念之一，全球海平面是海平面相对于某个固定参照点（如地心）运动的单元函数，相对海平面则是海平面运动和海底运动的双元函数（图 1－5）。海平面相对变化是形成以不整合面以及与之相对应的整合面为边界的、成因上相关的沉积层序的根本原因。更重要的是，它描述了沉积可容空间是如何变化的，Vail 等人建立了 I，II 级层序全球海平面变化的曲线（图 1－6）。

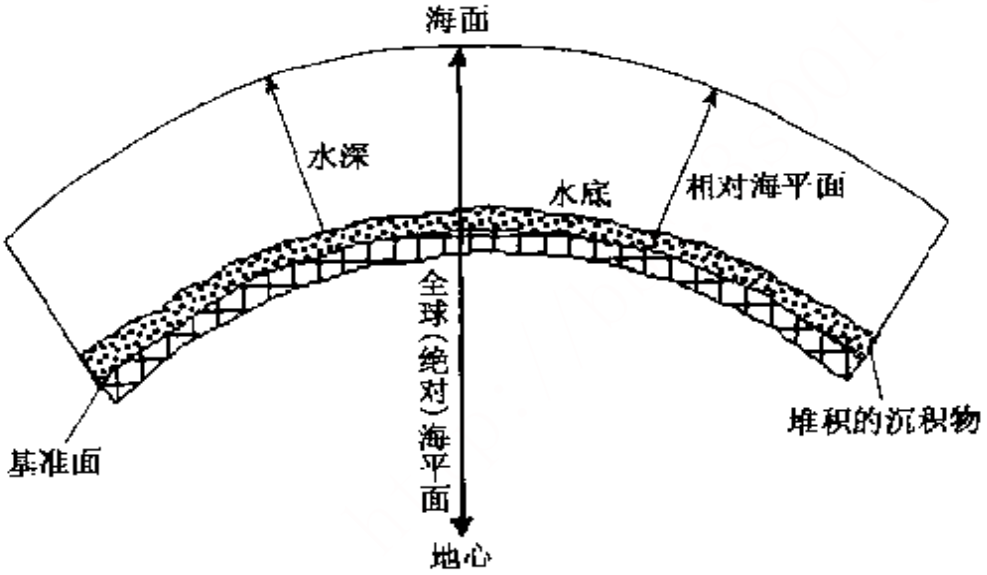


图 1－5　全球海平面、相对海平面及水深基本定义(据 Jervey,1988)

全球海平面是指海平面相对于一个固定的基准点（如地心）的位置；

相对海平面是指海平面与局部基准面如基底之间的测量值；

水深是指海水表面与海底之间的距离

4. 可容空间（Accommodation）

可容空间是潜在的可供沉积物堆积的空间。可容空间是全球海平面升降变化、相对海平面变化、沉积物供给和构造沉降的函数，也就是说，海平面和构造的相对升降变化特征决定了是否存在可供沉积物沉积的可容空间。图 1－7 表示了基准面和可容空间的关系。

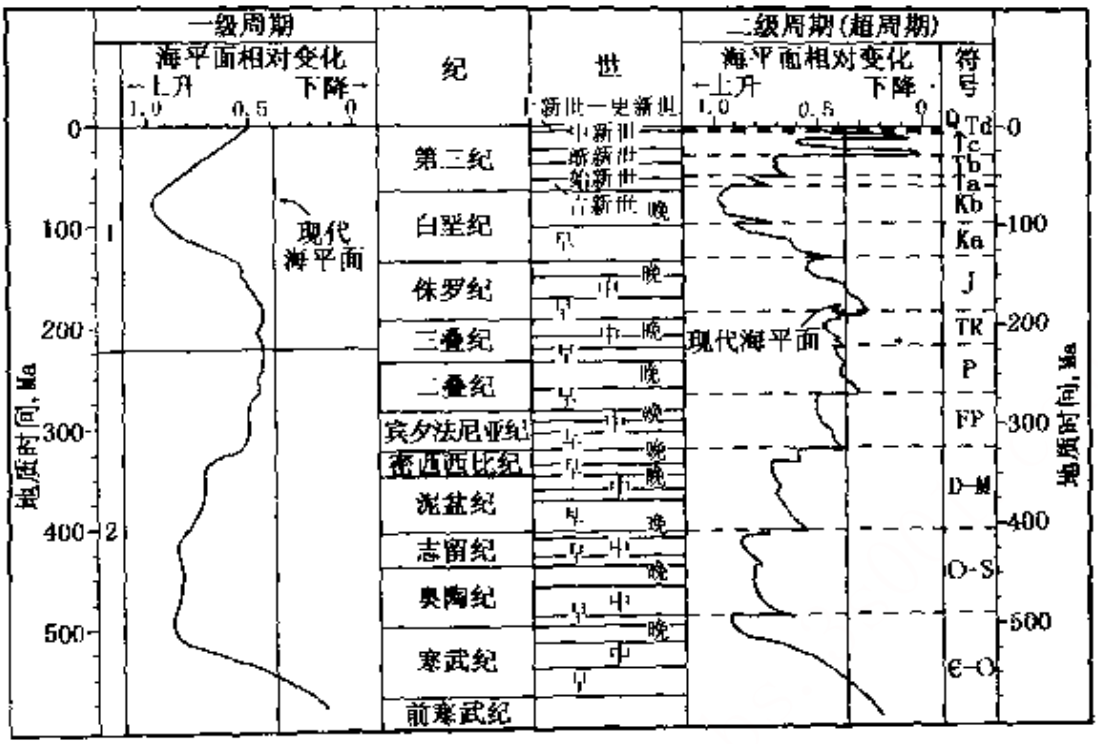


图 1－6　显生宙全球海平面变化旋回（据 Vail 等，1977）

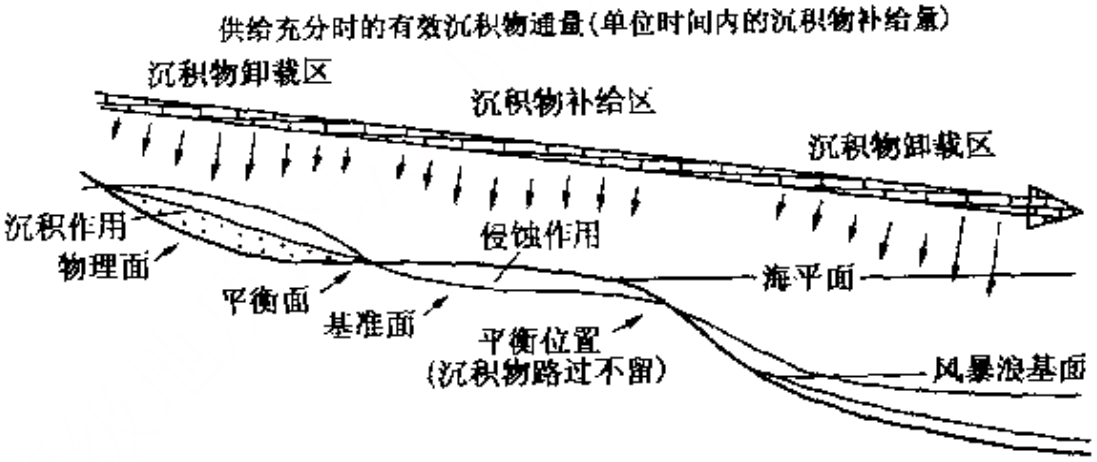


图 1－7　基准面、可容空间和反映可容纳空间与沉积物供给之间平衡的地貌状态（据 Cross，1994 修改）

当基准面位于地表之上时，就提供了可供沉积物沉积的空间，发生沉积作用；

当基准面位于地表之下时，可容空间消失，发生侵蚀作用；

当基准面与地表重合时，既不发生沉积作用也不发生侵蚀作用，沉积物发生过路作用

二、层序地层学三大理论体系和四大方法体系

层序地层学研究自一开始，就是从不同角度、不同思路、不同层次开展的，形成相互联系又有区别的三大理论体系及四大方法体系。

1．三大理论体系

1）海相层序地层学

层序地层学首先是在被动大陆边缘海相地层研究基础上建立起来的，它包括了层序地层最核心和精髓的部分，如前所述的三种层序和层序边界的定义均是以海相地层为研究对象建立的。

海相地层学的主要特点表现为：

（1）均强调海平面变化是控制层序成因和相分布的内在机制，可用于全球范围内的海平面对比及沉积地层对比。

（2）将构造运动、全球海平面变化、沉积物供给、气候变化作为影响层序发育变化的四大控制因素。

（3）对成岩作用的影响考虑较少。

针对这些特点建立了Ⅰ，Ⅱ型碎屑岩层序地层模式（图1－8和图1－9）。在国内，对中国海相盆地已经建立了海相层序模式，并分析内部构成特征，实例有《中国古陆及邻区层序地层学》（王鸿桢，1996）、《塔里木盆地层序地层学》（顾家裕，1998）等。

2）陆相层序地层学

由于陆相地层中油气等矿产资源勘探开发的需要，国内外许多专家和学者，尤其是中国地质界，对陆相层序地层做了大量的研究和探索工作，取得了很大的成功，促进了陆相层序地层学理论体系的建立。在国外，如加拿大陆相层序地层学研究组、Shanley 和 McCabe（1991，1993）、Van Wagoner（1995）、Mancilla 等（1988）、Legarreta 和 Gulisan（1989）、Kokgian（1991）等人分别对加拿大陆相近海、犹他州、阿根廷等内陆盆地的陆相冲积层进行了研究；Mignel Uliana 等（1992）建立了阿根廷白垩纪地层的湖相体系域（图1－10）；Fryberger（1988）

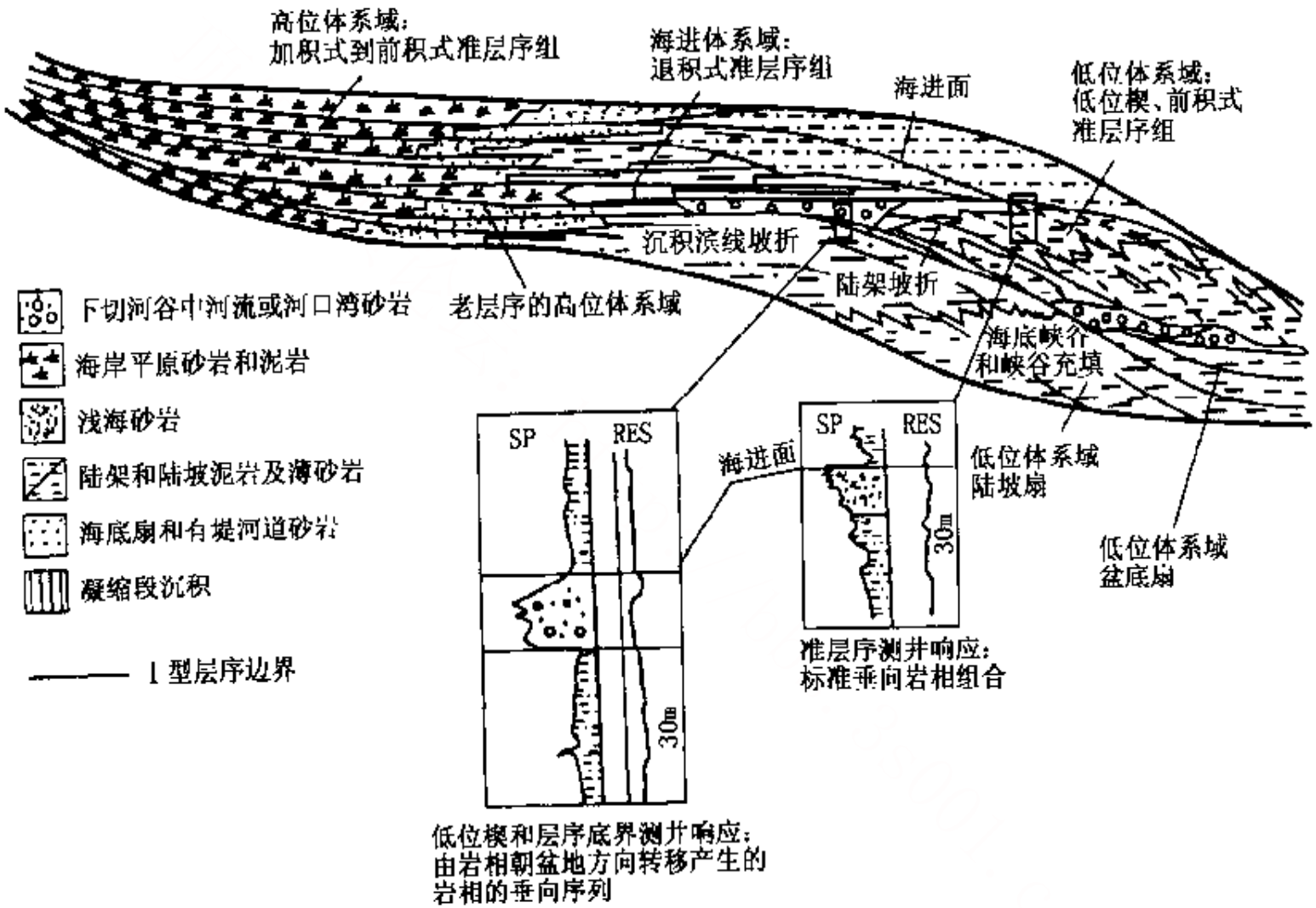


图 1－8　具陆架边缘坡折带的Ⅰ型层序地层样式

（据 Wagoner，1990）

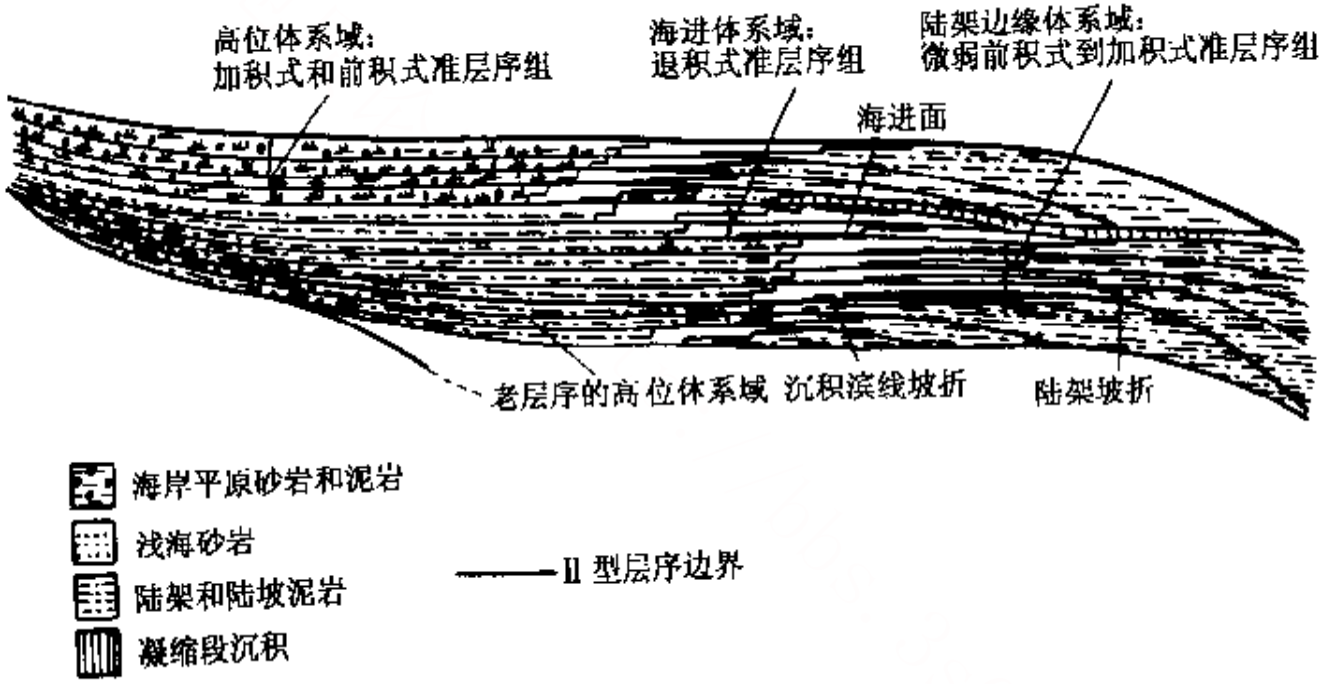


图 1-9　Ⅱ型层序地层样式

（据 Wagoner，1990）

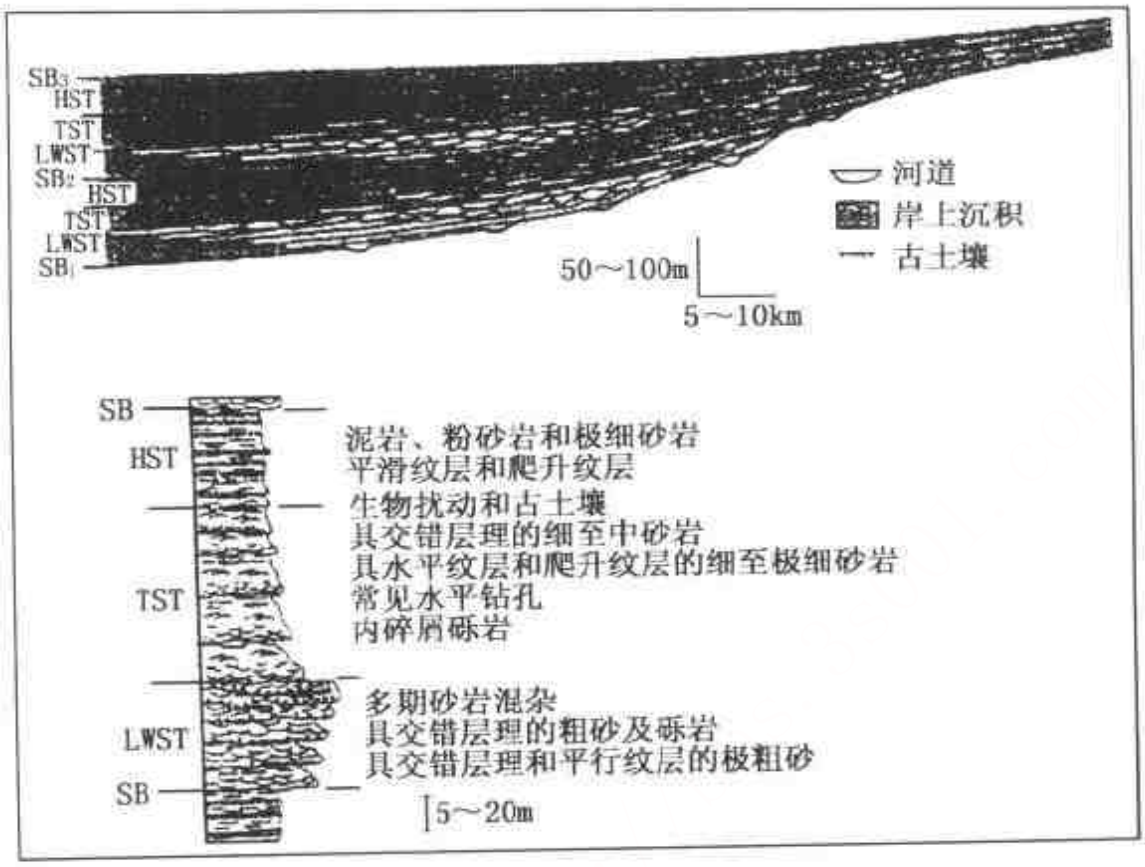


图 1－10　阿根廷中生界冲积层序模型及柱状剖面

（据 Miguel 和 Legarreta，1992）

研究了风成活动中的 strokes 面，认为 strokes 面的空间变化可反映地层基准面上升的速度，为风成地层分析提供系统研究格架。由此可见，国外学者对陆相沉积的几种主要类型——河流冲积、湖相沉积、风成沉积等都分别做了研究和探讨，并取得了一定的成果。然而，这些研究都试图将不同的沉积层序与相对海平面变化联系起来或套用已建立的海相层序地层模式，未免有些牵强附会。此外，这些研究所针对的仅是由单一的沉积作用所形成的地层，对于复杂的陆相沉积，显得过于简化。国外学者虽已认识到内陆与滨海环境中海平面升降、构造、气候及物源供给等所起作用的不同，但还未能深入研究。

中国是陆相沉积大国，这就决定了中国的地质学家注定要采用层序地层学先进理论来解决中国陆相问题，也必然成为中国地

学界研究的热门课题。自徐怀大教授等将层序地层学引入中国以来，中国学者致力于陆相层序地层学研究，建立起了真正理论意义上的陆相层序地层学，由此引发出多姿多彩的观点和看法，出现了百家争鸣的局面，归纳起来大致有四大不同的学派。

（1）“类海相”派。

该学派学者们认为，湖泊与海洋类似，是陆相沉积盆地中的主导沉积控制体，它不仅控制着自身的沉积发育，也控制着毗邻的河流及风成沉积，湖平面变化以类似于海平面变化的作用控制着整个盆地的沉积发育。因而他们认为，只需稍加修正，即可把海相层序地层学模式直接应用到陆相沉积盆地中。

该学派学者们对海相、陆相之间的差异认识不足，过于简化了陆相沉积。他们所提出的陆相层序地层模式难以适应复杂的陆相沉积。

（2）单一派——河流相层序地层学。

该派根据分析基准面变化对河流沉积作用方式的影响而提出：低位体系域主要由垂向上互相叠置的、横向上成片分布的辫状河流的砂砾质沉积物组成；低位体系域后期可能出现曲流河沉积；水进体系域有利于网状河流沉积。该派淡化了构造因素、气候因素，而将沉积物供给速度和河流作用相等同；将湖相或海相沉积归为夹层，河流为主控因素，将单一的沉积体系和一系列成因上有联系的同时代沉积体系等同，同样也不能将各种因素的综合影响考虑进来；实际上不可能在同一地区出现一系列的河流相结合或仅由单纯的河流相组成的包括各种体系域的地层层序。

（3）构造派。

李思田教授（1992）从层序地层学根源出发，提出了完全不同于国外海相层序地层学模式的陆相层序地层学，把相、沉积体系放到盆地整体地层格架中研究，建立全盆地等时地层格架，在此基础上将盆地充填序列解析为不同级别的建造块。解习农（1996）认为陆相断陷盆地层序地层主要受控于区域性构造事件或幕式构造旋回（图 1－11）。因此，该派的主要特点表现为：

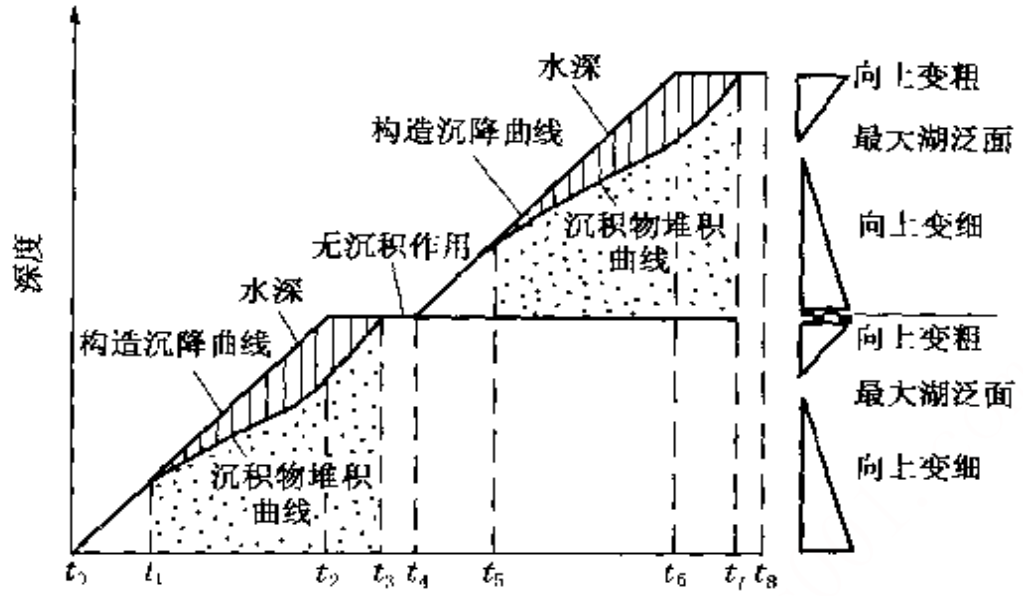


图 1－11　拉张背景下构造运动轨迹与层序内部构成的关系

（据解习农，1996）

一个阶段的盆地沉积可被划分成早期较快的沉降和晚期趋于停止的沉降。假定沉积物供给速率不变，盆地基底刚开始下沉，此时沉积物供给速率大于或等于构造沉降速率（t_0 至 t_1），沉积堆积速率与沉降曲线基本一致，形成低位或冲积体系域。随着盆地基底沉降速率、可容空间或水深明显加大（t_1 至 t_2），形成退积式的湖侵体系域。后来盆地构造沉降趋于停止，沉积物充填前期残存的可容空间，形成高位体系域（t_2 至 t_3）。当残余可容空间被完全充填以后，就形成了层序的顶界面——侵蚀不整合面或沉积作用间断面（t_3 至 t_4）

①主张层序分析是把相、沉积体系放于盆地整体地层格架中进行研究，这种格架主要根据等时地层意义的界面划分。分析的核心是建立等时地层格架，在此基础上将盆地充填序列解析为不同级别建造块。

②把古构造面作为划分层序的惟一界面，存在一定的局限性。因为如果该界面分布不连续，则影响等时对比的精确性。

③忽略了气候作用、物源供给速率等其他因素的影响。

（4）综合派。

由于内陆环境复杂多变，陆相层序的形成受比海相更难把握的多因素控制。纪友亮（1996）、魏魁生（1997）等分别对济阳

坳陷下第三系和松辽盆地白垩系进行层序地层学研究时，认真分析了海平面变化、湖平面变化、沉积物供给、构造运动及气候等陆相沉积层序的影响，提出了一些新的思路和观点。顾家裕教授（1998）对陆相层序地层学在油气勘探应用中的关键问题提出了科学合理的定论和设想。综合学派的主要特点是：

①分析了海平面变化、湖平面变化、沉积物供给、构造运动和气候等各种因素的影响，认为陆相湖盆分为敞流湖盆和闭流湖盆（图 1－12）。

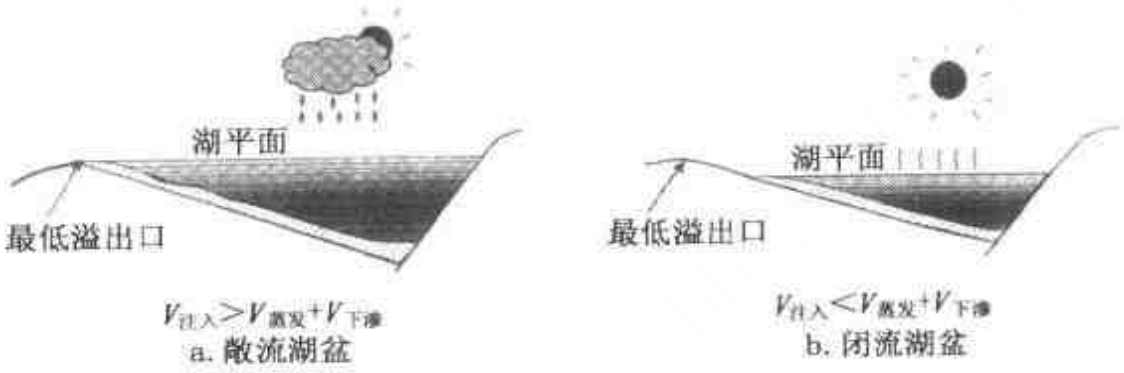


图 1－12　陆相湖盆的水文地质学分类（据纪友亮等，1996 修改）

敞流湖盆中注入湖盆的水量大于蒸发量和地下渗透流量之和，湖平面的位置维持在与湖盆的最低溢出口相同的高程上，多余的水则通过汇水通道流出湖盆，常形成于潮湿气候条件下；闭流湖盆是注入湖盆的水量小于蒸发量和地下渗透流量之和，湖平面的位置常低于盆地最低溢出口的高程，常形成于干旱气候条件下

②控制沉积物沉积的基准面和可容空间有两种。

（A）陆相湖盆中沉积基准面是湖平面和河流平衡剖面，沉积物表面到这种基准面之间的所有空间称为可容空间，在沉积同时形成的可容空间称为新增可容空间；

（B）盆地基准面是盆地最低出口位置所决定的水平面或河流平衡剖面，沉积物表面到盆地基准面之间的可容空间称为盆地可容空间。

③影响层序的主要因素是构造变动、湖平面变化、气候和沉积物的供给，不同阶段为四个因素中一个或几个因素的不同组合。

3）高分辨率层序地层学

随着盆地油气勘探与开发向更复杂和更深入的方向发展，石油地质学家需要更精确的技术来提高层序地层分析的分辨率和储层预测的准确性。正因如此，高分辨层序地层分析理论和技术便应运而生。其中以 Cross 领导的科罗拉多矿业学院成因地层研究组为代表的高分辨率层序地层学派的崛起，及其在美国和其他一些国家石油公司油气勘探、开发中发挥的显著作用和影响，突出反映了高分辨率层序地层学的新概念、新方法、新进展，如运用过程—响应沉积学原理进行高分辨层序划分与对比技术、正演与反演数值地层模拟技术、地层对储层中流体流动速度与流体流动单元控制的研究等（彩图 1）。邓宏文教授（1995）首先及时将高分辨率层序地层学引入到中国来，使其在国内得到了广泛的研究与应用。因此，高分辨率层序地层学是一个具有潜力的新学派，主要表现为理论基础完善、研究精度高，使层序地层由定性研究向定量研究迈出了坚实的一步。其基本思想是：基准面变化旋回中，随着可容空间增长速率/沉积物供给速率（即 A/S）的变化，可容空间在不同空间部位迁移，同时伴随着空中的体积分配，进而形成了相分异，储层物性随之产生相应的变化（彩图 2）。从彩图 2 上可以看出，A/S 值较大时，形成向陆后退的成因层序，非海相砂岩体积与海相砂岩体积的比值较大，海相砂岩的物性由于没有更多的陆源碎屑特别是细粒陆源碎屑的注入而变好；A/S 值较小时则相反。通过对地层记录中体积分配和相分异进行描述，则有可能恢复基准面变化旋回，据其进行储层精细对比和储层物性预测。

因此，可容空间、基准面及基准面旋回地层叠加样式、体积分配、相分异构成了高分辨率层序地层学完整的概念体系和理论基础。

2．四大方法体系

1）地震层序地层学分析

在钻井资料少的地区，应用地震资料来研究层序地层学，以

层序地层学为主线，划分地震层序、识别地震相带、恢复沉积体系（图 1－13），进而预测砂体和油气分布（Vail，1995）。

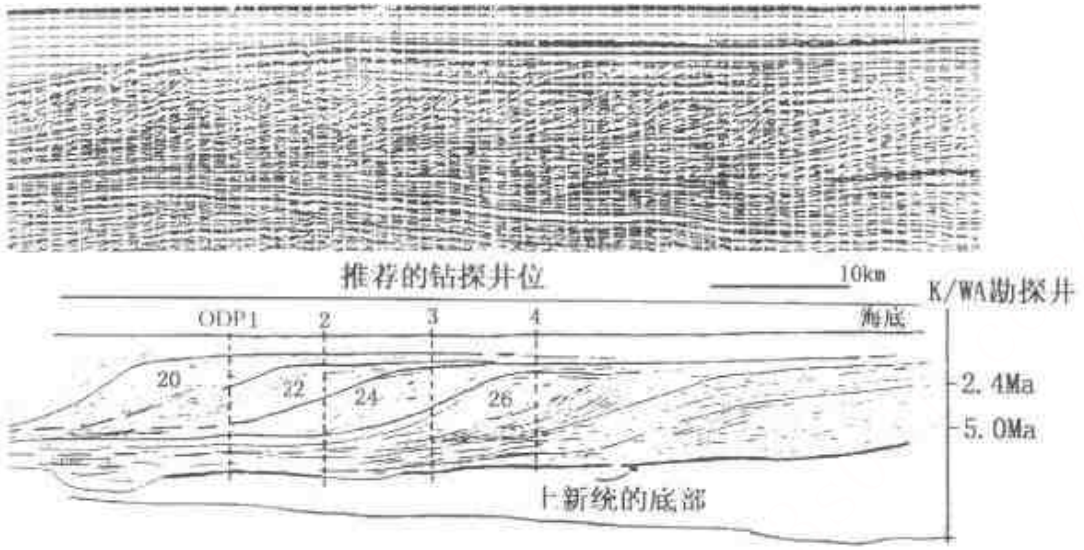


图 1－13　地震剖面上层序地层的识别
（池秋鄂，1999）

2）露头层序地层学分析

露头层序地层学的最大优点在于它的客观性和真实性。通过钻孔或测井所得的数据虽然珍贵、但总是“一孔之见”，与分布广泛的地表露头相比，相差很远。同时，尽管所有钻孔、测井取得的数据、图像等都是地层物性的真实反映，但它们不是地层本身，而是需要研究者去解释、判断，这样就出现了解的非惟一性。而在地表露头上可直接观察和研究地层（图 1－14），其真实性要大得多。

当然，露头层序地层学研究也有其局限性，主要表现在：在单一地表露头中见到的只是该层序的一小部分，通过一个或数个露头的层序地层研究，是很难正确确定层序，必须与钻孔、测井及地震资料相结合。

3）测井层序地层学分析

20 世纪 80 年代以来，随着地震技术和计算机技术的发展，测井技术与沉积学的联系更加密切，渗透到了沉积学研究的各个方

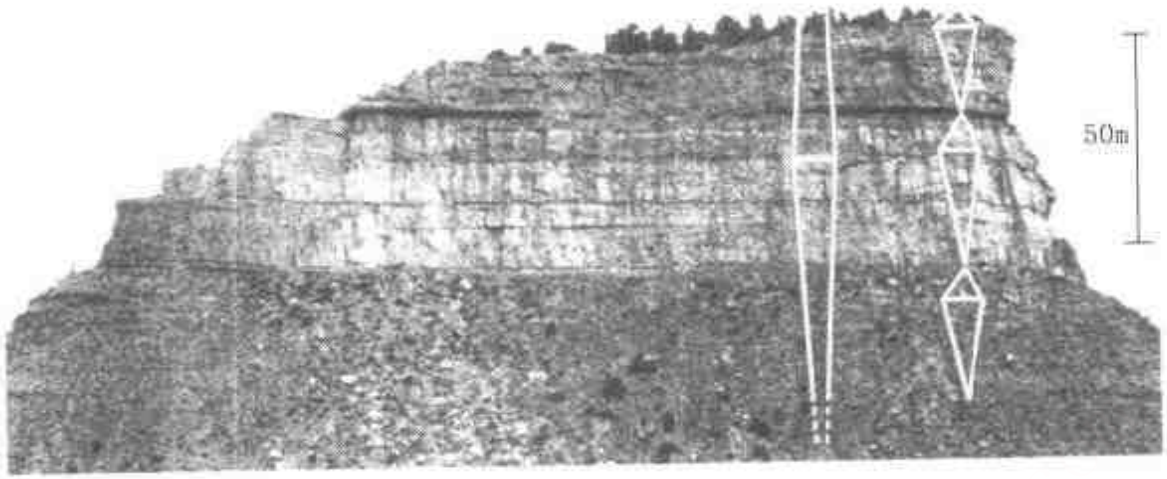


图 1－14　露头剖面上层序旋回的识别

面，对层序地层学理论体系的形成和发展做出了巨大的贡献。其基本原理是运用测井曲线的五个结构要素，即幅度、形态、接触关系、组合特征及变化类型，对沉积层序或体系域特征进行分析(图 1－15)。主要优点表现在：为高分辨率层序地层学和层序生物地层学研究提供了可能性；提供盆地深部岩石成分、结构和沉积构造；测井信息提供特别密集的采样频率，在不可能取心的条件下，可根据测井曲线和测井资料对层序进行分析；为深部潜在生储层及隐闭岩性圈闭或油气藏的勘探研究提供了重要信息。

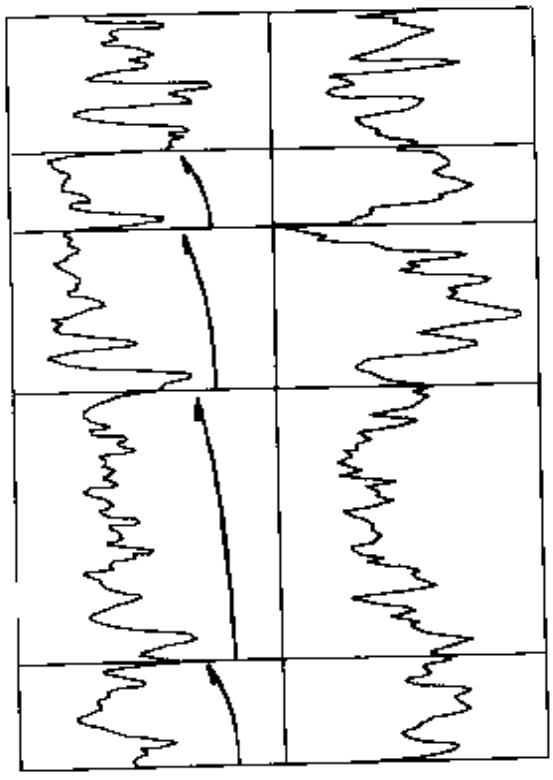


图 1　15　测井曲线上层序旋回的识别

4）层序地层学模拟分析

由于高分辨率层序地层学的发展及可容空间概念的建立，层序地层模拟技术应运而生，实现层序地层学由定性研究向定量研究的质的飞跃，对层序地层理论

发展和盆地沉积分析和定量预测产生了重要作用（参见彩图 1）。通过模拟更加深了对层序发育和构成特征的认识，揭示层序形成演化的控制因素，定量分析和预测沉积体系和沉积相的空间组合和分布样式，快速检验前沿盆地的勘探预测方案。

应当指出，在实际研究过程中，往往是多种方法结合起来综合应用。

第二章　关于陆相层序地层学研究

陆相层序地层学作为一门在海相层序地层学基础上发展起来的新兴的层序地层学的分支，自它诞生以来，一直就受到人们的广泛关注以及持有不同观点的学术争论。这说明了两点，一是陆相层序地层研究具有旺盛的生命力，完全可以发展成为层序地层学的一个分支；二是也说明陆相层序地层学与海相层序地层学有一定的差异（表2－1），对其研究具有相当大的难度，尚需创立陆相层序地层一套完整的理论体系和方法，并不断加以完善。研究的难度主要体现在两大方面，一是由于陆相湖盆沉积面积小，相变快，预测难度大；二是实际应用中，与油气勘探开发等生产的直接结合上，即如何使层序地层学直接用于生产上。下面从四个方面说明目前尚未形成统一认识或还未解决的难题，有些还介绍了海相层序地层研究相应的成果或现状，以希望能引导今后的陆相层序地层学研究。

第一节　湖平面升降曲线精度和可靠性研究

在Vail等的层序地层学理论中，海平面变化被认为是层序叠置方式最重要的控制因素，所以尽管地质学家普遍认为构造是控制陆相湖盆沉积的主导因素，但在我国层序地层学工作者将海相层序地层学的研究方法及理论引入陆相层序地层学领域后的一段时期内，湖平面变化被认为是湖盆沉积的形成机制。然而，海、湖之间差别甚大，不考虑陆相湖盆的特殊性而照搬海相层序地层学理论，就无法建立能服务于我国勘探实际的陆相层序地层学理论。陆相湖平面升降曲线的精度和可靠性能否满足我国油气勘探实际的要求，需要做更加深入细致的研究工作。

表 2－1　海陆相盆地层序地层研究影响因素对比（据顾家裕，1995）

盆地类型	海相盆地	陆相盆地
控制因素	主要受全球海平面变化、盆地沉降、沉积速率和气候四种因素影响	主要受构造沉降、物源供给、气候、古地形等因素影响
沉积水动力条件	主要作用营力是波浪、潮汐、海流、风暴、海底火山等	主要受大陆水流、波浪、潮流等影响
沉积范围	海岸带、陆架、陆坡、深海，横向穿越距离数千米至数百千米	冲积扇区、河流沉积区、湖泊沉积区（包括滨湖、浅湖、深湖区），沉积范围相对窄
沉积层横向连续性	横向延伸距离大，连续性好	横向延伸距离较短，连续性较差
层序厚度及变化	层序厚度大，一般为十几米至数百米，厚度较稳定	层序厚度相对较小，一般为数十米至百余米，厚度变化较大
沉积相变化	沉积相连续、稳定、相变逐渐过渡	沉积相变化较快，常见相的突变
体系域特征	海侵、海退幅度大，体系域特征明显，凝缩段易确定	湖水进退频繁、幅度较小，体系域特征不太明显，凝缩段难以确定
构造影响	大范围影响，相对较弱	频繁影响，相对较强
预测难易程度	相对较易	相对而言更复杂、困难

湖平面的变化一般指相对湖平面的变化，湖平面升降是湖盆中任意一点湖面到基底基准面的高度的变化。与海相类似，一般认为利用湖岸上超可以确定湖平面变化持续的时间和变化幅度，可以编制反映湖平面升降变化周期的湖平面升降曲线。我们可以从以下几个方面考虑陆相湖平面升降曲线的精度和可靠性。

一、陆相湖平面变化的敏感性

由于湖盆相对于海盆体积小，水体少，影响因素多，构造、

气候、沉积物供给及河水注入量的小规模变化就可能引起湖平面的剧烈变化。这种敏感性一方面形成了湖平面变化的高频率，而利用一般技术，我们编制的湖平面升降曲线很难达到反映这种高频率变化的精度（图 2－1）。另一方面，湖平面变化的敏感性极可能模糊湖平面变化的旋回规律性。对于不同的陆相盆地，控制湖平面变化的不同因素所起作用的分量是不同的，每一个盆地中可能存在一个主控因素，从而使得湖平面变化的旋回性和与主控因素的旋回性（如构造旋回性或气候旋回性）相对应，如能将二者结合起来以揭示沉积旋回的规律性，将有助于油气的勘探开发。

二、陆相湖盆分布的孤立性

海平面变化旋回在全球可以对比，也就是说，海平面变化旋回并不是由局部构造事件引起的，而是全球海平面升降变化的结果。与海洋不同，现代及古代的湖泊多被认为是互不连通的，也就是说，不同湖盆的湖平面之间不存在互动性，不存在一个统一的湖平面。这样，就很难将某一湖盆中得出的湖平面升降曲线与其他湖盆中得出的湖平面升降曲线相对比，无法相互映证，因此必须寻找更多的古生物、遗迹化石、微量元素等反映湖平面变化的证据使湖平面升降曲线的可靠性更高。

三、敞流湖盆与闭流湖盆的差别

水文地质学将湖盆划分为两种类型，即敞流湖盆和闭流湖盆（参见图 1－12）。闭流湖盆是注入湖盆的水量小于蒸发量和地下渗流量之和，湖平面的位置常低于盆地最低溢出口的高程。敞流湖盆中注入湖盆的水量大于蒸发量和地下渗流量之和，湖平面的位置维持在与湖盆的最低溢出口相同的高程上，多余的水则通过泄水通道流出湖盆。湖平面变化的不同控制因素在此两类湖盆中所起的作用是不同的。例如，对于敞流湖盆，构造沉降增加时，相对湖平面上升；而对于闭流湖盆，构造沉降距离的增加对相对湖平面不存在影响（图 2－2）。这样在研究湖平面变化曲线与各种影响因素的相关性时，就可能得出完全相反的结论。由于海洋

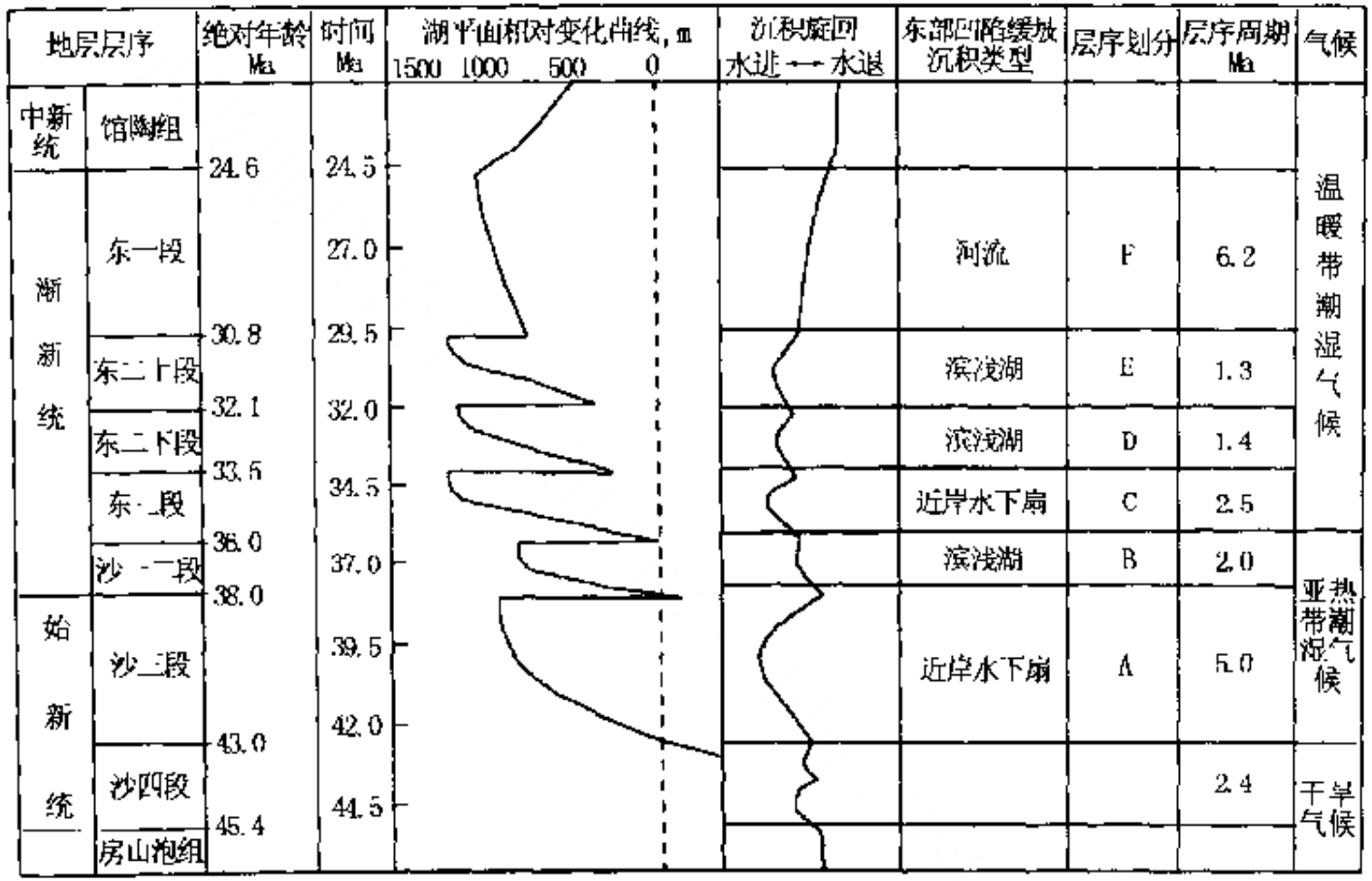


图 2－1　辽河盆地滩海地区早第三纪湖平面变化曲线，表示湖平面的高频变化（据朱筱敏，2000）

湖平面升降变化周期与沉积物的垂向旋回、古水深旋回有良好的对应关系，旋回周期为 1.3…6.2Ma，湖平面变化具有湖平面的快速上升、湖平面的相对静止和湖平面快速下降的旋回特点。湖平面快速上升和相对静止的持续时间很长，而湖平面快速下降持续的时间相对较短

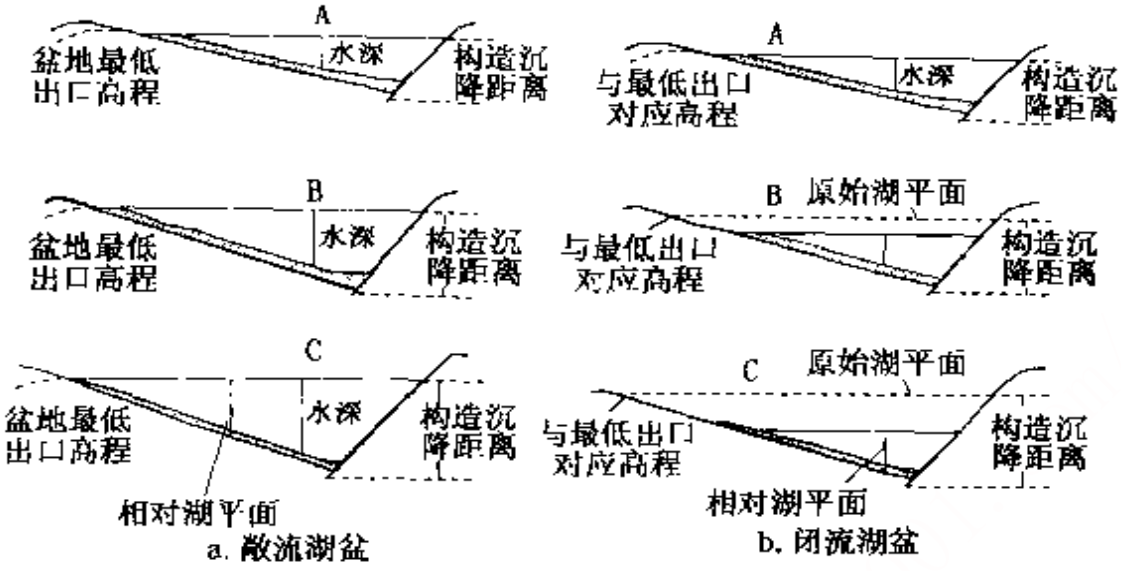


图 2－2　构造沉降对敞流湖盆及闭流湖盆湖平面变化的影响

（据纪友亮等，1996 修改）

敞流湖盆中随构造沉降的增加（A—B—C），相对湖平面上升；

闭流湖盆中构造沉降距离的增加，相对湖平面不受影响

是不存在溢出口的，所以构造及沉积物供应量对海平面变化的影响可与它们对闭流湖盆湖平面的影响相类比，但对于敞流湖盆则不能简单地类比。地质历史中，由于气候的变化，敞流湖盆与闭流湖盆之间常相互转化（参见图 1－12），这就更导致了湖平面变化曲线的复杂性，这就需要我们充分注意湖盆在整个演化阶段中可能出现的差异和变化。

四、湖平面升降曲线的确定依据

根据海相层序地层学理论，一般认为，反映湖平面相对变化最为可靠的地层标志是湖相层序中的湖岸上超和顶超现象。湖岸上超向陆的迁移表明湖平面相对上升；湖岸沉积物顶超现象说明湖平面相对静止；湖岸上超向湖盆中央的迁移表明湖平面相对下降（图 2－3）。在利用湖岸上超编制湖平面升降曲线时，理论上我们可以借鉴海平面升降变化曲线的编制方法，对差异沉降作用造成的地层厚度变化、后期成岩作用造成的地层厚度变化以及湖盆缓坡地区原始沉积界面坡度的变化进行校正。但与海盆不同的

是，陆相湖盆受局部构造作用的影响强烈，差异构造沉降常常造成边缘相带的侵蚀，使得原始上超位置很难准确确定，因此必须充分研究构造的演化及对沉积演化过程的控制。

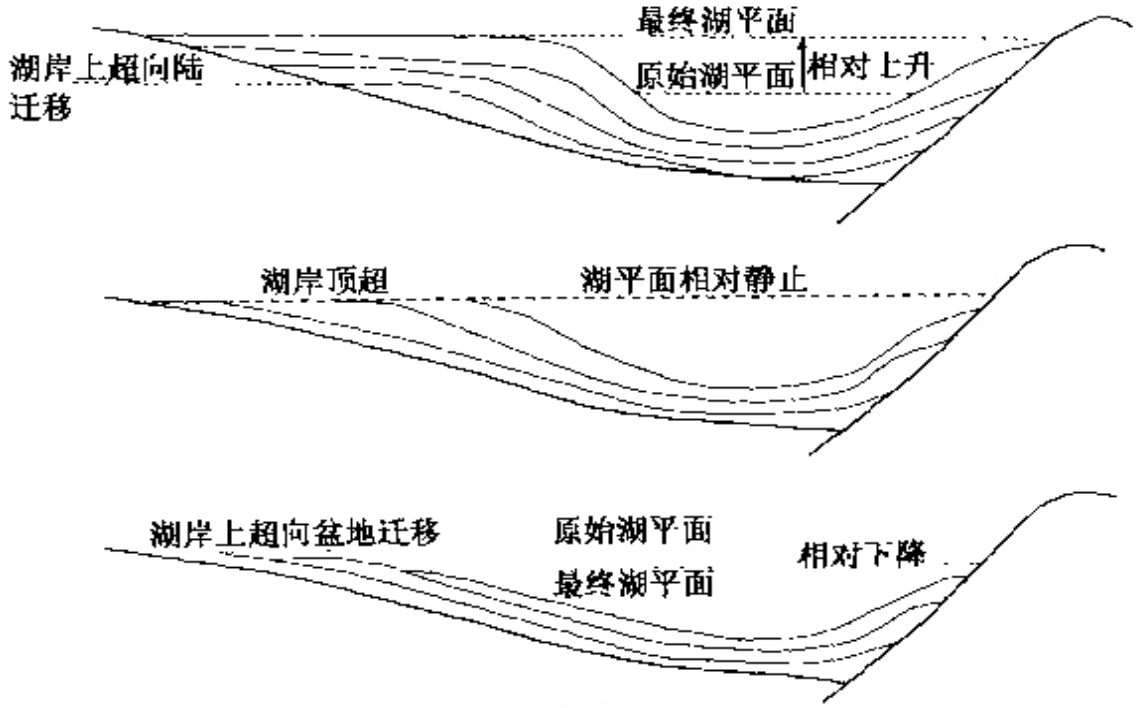


图 2--3　湖平面相对升降与湖岸沉积物的超覆现象
（据纪友亮等，1996 修改）

五、海侵的影响

当近海湖盆最低溢出点高程低于海平面的位置时，海平面就可能对湖平面产生直接影响。一旦海洋与湖泊连通，那么原来的湖泊就变成了海湾，湖平面等同于海平面，其变化的影响因素完全与海平面变化的影响因素相同，变化曲线也与海平面变化曲线相同。更复杂的情况是，湖泊与海洋时而连通，时而隔绝，则地质历史时期中湖平面的变化曲线将非常复杂，需要收集各类资料，证明湖平面的变化。

由上述分析可知，由于湖盆与海盆之间的内在差别，在进行湖平面升降曲线的编制及应用过程中，必须针对湖盆的特殊性考虑湖平面升降曲线的精度及可靠性。

第二节　层序地层主控因素的研究

根据层序地层学原理，沉积速率与可容空间变化速率的比值决定层序格架的结构和层序边界的形成。沉积基准面的升降速度，决定着可容空间的变化速率。陆相湖盆中的水下沉积基准面，是湖平面和河流平衡剖面及其在湖盆中的延伸部分。目前认为，构造升降所控制的湖平面变化、气候和沉积物的供给对陆相湖盆层序发育的范围、厚度、演化阶段及层序边界的形成起主要控制作用。地质历史上，对于同一湖盆，不同时期有不同的主控因素；同一时期存在不同的控制因素。一方面，在湖盆演化的不同阶段，不同因素分别起主要控制作用，这和盆地类型的转化有关，即在盆地发育的不同时期，敞流湖盆和闭流湖盆可以相互转化（参见图 1－12）。某一时期，形成敞流湖盆，构造因素决定着层序边界的形成；另一时期，形成闭流湖盆，气候因素也在起作用。另一方面，同一时期不同因素共同影响层序的发育，而由前述可知，陆相湖盆层序地层对各种因素的变化较为敏感，非主控因素极容易模糊主控因素的主导作用。这都增加了层序发育主控因素研究的难度。尽管如此，许多学者认为，我国陆相盆地层序地层的主要控制因素是构造作用，构造因素不仅直接控制可容空间的变化，而且，陆相盆地的产生、发展与演化都受控于不同序次的构造运动；此外，构造因素还会通过改造地貌特征等方式，间接影响剥蚀速率、沉积物类型、沉积物供给速率，甚至局部的气候条件。

第三节　层序地层模式的适用及推广

陆相盆地构造背景与海相盆地具有很大差异，因此就不能生搬硬套地将 Vail 等人的被动大陆边缘盆地模式套用到陆相盆地不同发育时期的沉积层序中去。不仅如此，基于陆相盆地自身对

各种层序控制因素的敏感性、陆相湖盆分布的孤立性及陆相盆地构造背景的复杂性等特点，陆相层序地层跨凹陷对比性较差。也就是说，很难根据在某一凹陷内建立的层序地层模式预测其他凹陷内的层序地层发育特征，层序地层模式适用范围小，推广难度大。故应对不同构造背景、不同岩石类型的陆相盆地（如断陷和坳陷盆地、近海和内陆盆地、碎屑岩和蒸发岩及煤系地层充填的盆地、潮湿和干旱气候带的盆地等许多不同的盆地类型）进行层序地层研究，建立相应的层序地层学模式（图 2－4），恢复能够

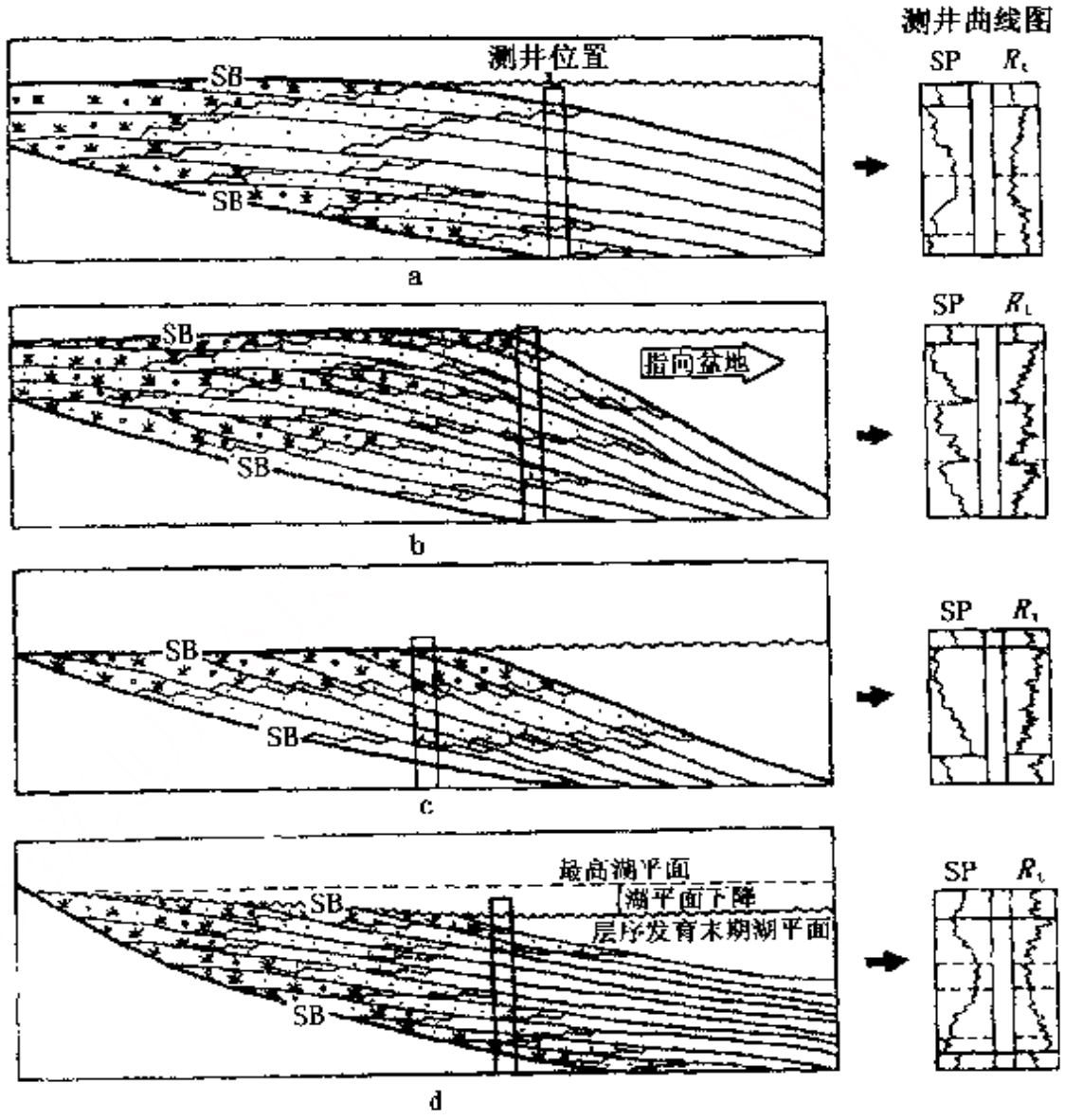


图 2－4　不同类型层序的准层序特征及电性特征（据纪友亮等，1996）
a—同生断坳层序；b—多期断坳层序；c—简单断坳层序；
d—气候层序

用于相互对比的基准面变化曲线或湖平面变化升降曲线，建立不同类型盆地的沉积层序格架和地层圈闭分布模式，以提高层序地层模型解释的正确性和可靠性及有效地层圈闭的预测能力。

第四节　层序地层学定量研究和计算机模拟的研究

由于高分辨率层序地层学的发展及可容空间概念的建立，层序地层模拟技术应运而生，实现了层序地层学由定性研究向定量研究的质的飞跃，这对层序地层理论发展和盆地沉积分析和定量预测产生了重要作用。通过模拟加深对层序发育和构成特征的认识并揭示层序形成演化的控制因素，定量分析和预测沉积体系及沉积相的空间组合和分布样式，快速检验前沿盆地的勘探预测方案，这是今后发展的方向。

沉积盆地充填过程和沉积层序形成过程的模拟是一项复杂的系统工程，需要综合考虑盆地沉降、海或湖平面变化、沉积物供给、沉积物压实、沉积和剥蚀过程、沉积体形态等参数的定量描述。盆地充填模拟的技术革新路线和方法很多，其选择取决于模拟的目的、尺度和对象。着重研究沉积物的搬运和分散、堆积过程的模拟常采用水动力学方法来描述；以宏观过程和分析沉积层序几何形态关系为目的的模拟则常采用几何学的方法来描述。采用的正演模型还包括扩散或势梯度模型等。在湖盆中构造沉降、湖平面变化、沉积物供给及气候等因素常融合在一起对层序地层的发育起控制作用。为了分析某一因素的控制作用，往往需要假设其他因素不变，从而进行单因素的模拟分析（图 2－5）。林畅松等（1995）通过层序地层模拟分析表明，层序组或超层序的发育主要与构造沉降速率的不均一变化或升降有关，部分可能与湖平面或气候变化有联系。准层序和准层序组则主要与湖平面及沉积物供给量的变化有关系。层序内部结构和层序界面的特征与相对沉积基准面的变化过程有很密切的关系。

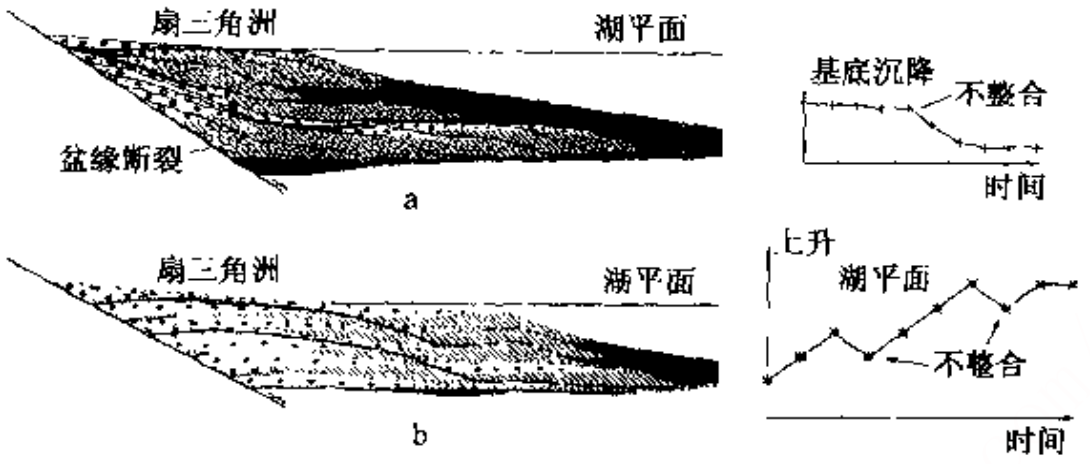


图 2－5　计算机模拟的二种层序及其内部沉积体系分布（林畅松等，1995）

a—构造沉降对层序发育的控制；b—湖平面对层序发育的控制

此外，也可进行多种因素的综合模拟（图 2－6）。正演模拟过程中，给定各种边界条件，从影响系统的主要过程开始，让模型动作一段时间并观察模型系统的变化。在模拟结果与观察结果充分拟合后，可以推出形成层序地层的主要控制因素。

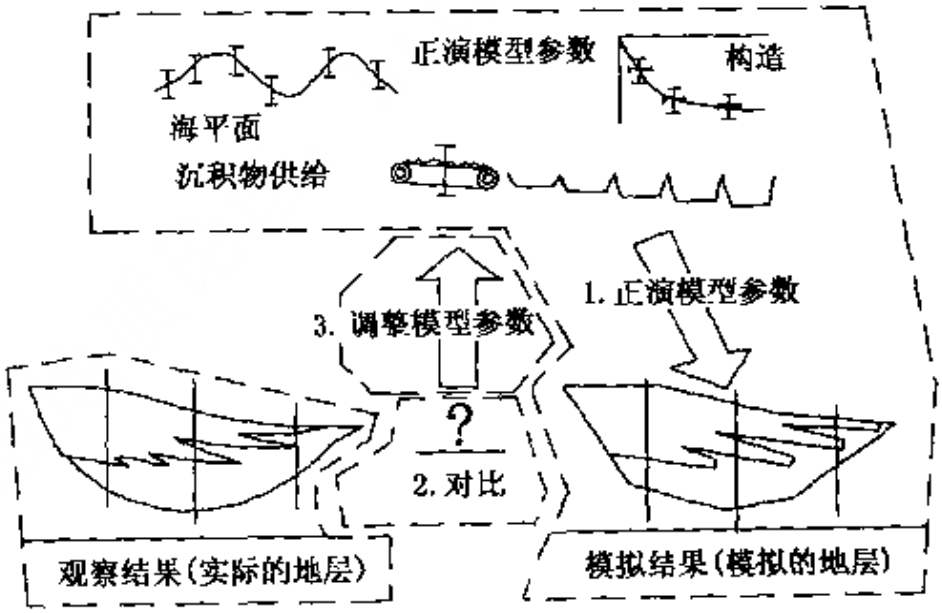


图 2－6　层序地层正演流程（Cross，2001）

1—运行正演模型；2—将模拟的结果与从井/地震上观察到的结果相对比；

3—调整正演模型参数，使得下次模拟的结果与观察结果更加拟合；

4—循环迭代直到模拟结果与观察结果拟合足够充分

层序地层学计算机模拟可以是正演的，也可以是反演的。尽管在盆地分析资料解释上数学反演模型已显示了其实用性，但目前更多的是应用正演模型。Cross 等利用反演模型在海相层序地层领域已获得初步成果（彩图 3）。对于如何利用数学物理模型去模拟陆相层序地层中构造、气候、沉积物供给及湖平面变化对层序边界的形成、体系域类型、准层序叠置样式、层序几何形态的影响，将是一项十分艰巨的工作。

第三章　陆相地层层序边界的识别和层序级别的划分

第一节　陆相层序地层学研究的基础资料、遵守的法则及研究流程

一、陆相层序地层学研究所需的基础资料

陆相层序地层学研究所需的主要基础资料是：

（1）所研究盆地的区域构造背景和构造演化、沉积的基本格局和演化；

（2）研究区在盆地构造和沉积背景下所处的位置及其特殊性；

（3）盆地的基干剖面和研究区的重要地震剖面，有三维地震资料则更理想；

（4）重点探井的资料（包括岩性、各类测井曲线、单井沉积旋回和沉积相分析、不同规模的不整合等）；

（5）有关沉积环境、古地理等分析资料（包括全盆地和局部地区有关沉积相的分布和垂向发育演化情况，湖平面变化、古气候、古水深、微量元素和碳氧同位素分析等）；

（6）露头调查的地层分布、主要古生物；构造、不整合、风化壳、断裂等；沉积层序、沉积相、分布、相变等；生烃情况、烃源岩分布、厚度、质量等；盖层及圈闭、成藏等有关资料。

二、陆相层序地层学研究必须遵守的法则

层序地层学是研究以不整合面或与其相对应面之间、在等时格架范围内、成因上相联系的相（或岩石纪录）的分布。进行层序地层学研究须遵守如下的法则。

1.Steno 沉积定律

在一个成层的岩石层序中，任何一个新的地层总是位于老的

地层之上，岩层序列自下而上有先后或老新的顺序关系　这个定律应与 Weimer 的“侧向堆积原理”配合使用，因为许多沉积体不是以水平方式叠置的而是侧向堆积的（图 3－1）。

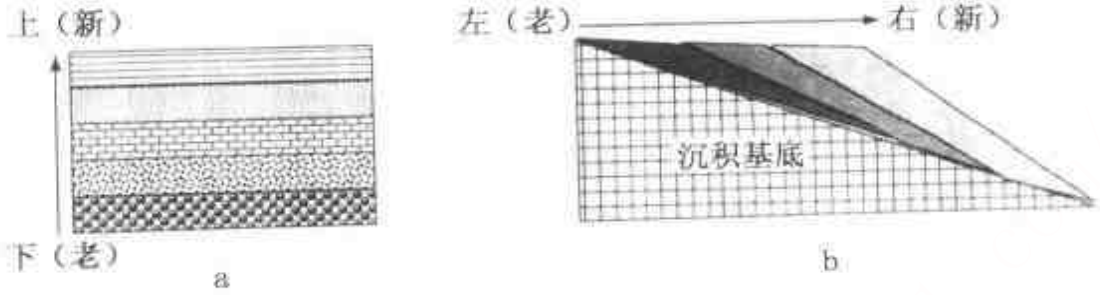


图 3－1　Steno 沉积定律（a）及 Weimer 侧向堆积原理（b）图解

2. Walther 相变定律

横向上（平面上）连续分布的沉积相（地层）总是可以在垂向上找到与此对应的相组合（地层）（图 3－2）。也就是说，如果横向不可能紧密相邻发育的两种沉积相，因环境的快速迁移而在纵向上叠覆出现，则这两种相之间的分界面就是沉积间断面。环境的快速迁移可以由盆地快速下沉或湖平面快速上升引起。这一定律引出的沉积间断面概念可用于准层序级的地层对比。

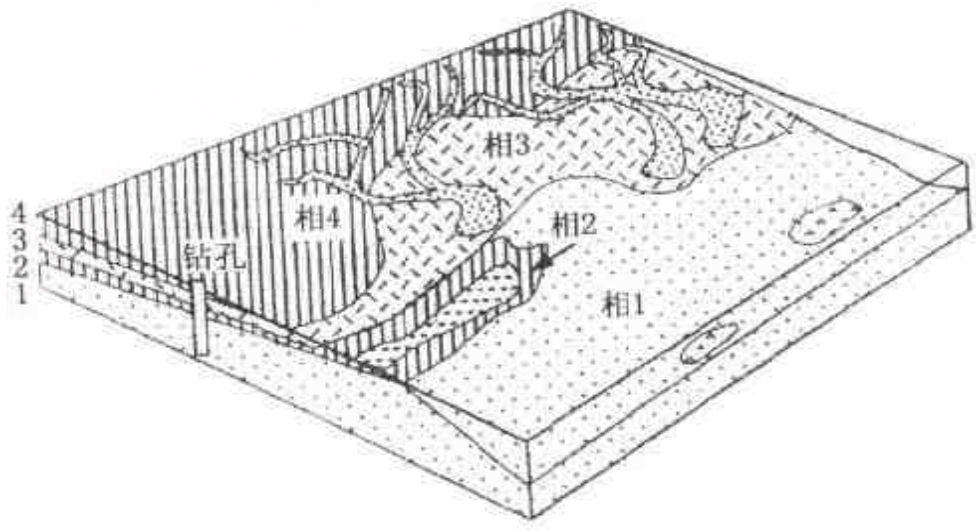


图 3　2　Walther 相律图解

平面上相 1 与相 2 及相 3 相邻而与相 4 不相邻，如垂向上相 1 与相 4 相互叠置，则它们之间的分界面就是沉积间断面

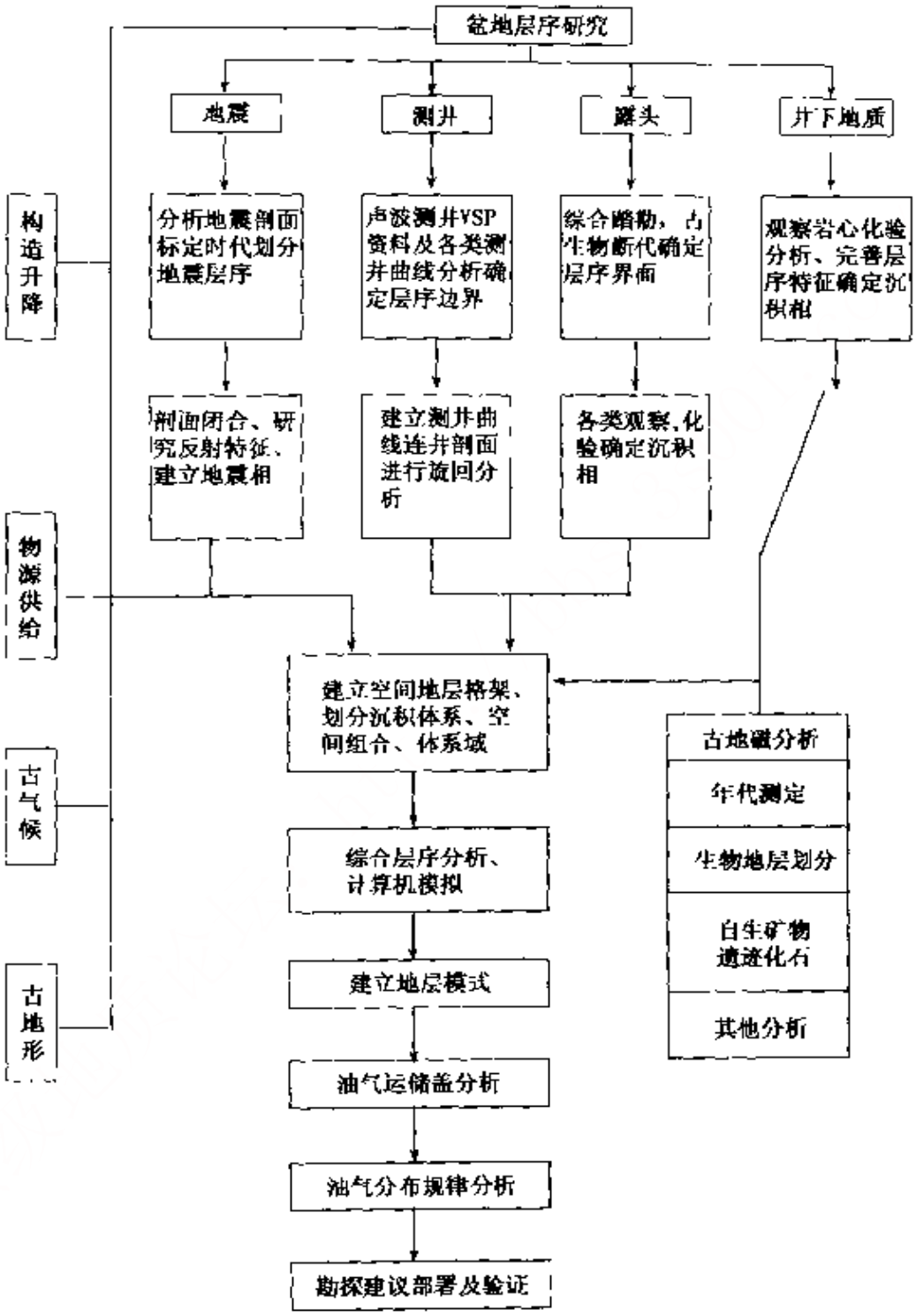


图 3－3　陆相层序地层学研究流程（据顾家裕，1995 修改）

3. 化石法则

一个连续的岩石单元一定包含不同的化石组合，这些化石组合可能是不同的或是相关的。

其他有关地震地层学、测井沉积学、年代地层学、沉积学等方面的法则全部适用于层序地层学的研究中。

三、陆相层序地层学的研究流程

如图 3－3 所示，陆相层序地层学研究从地震、露头及井下（包括测井和岩心）几方面入手，遵循一定的步骤使三者相互补充，在一定范围内达到统一，以建立研究区的层序地层格架并分析油气分布规律。

第二节　层序边界的识别

由图 3－3 可知，层序边界的识别、层序级别的划分及等时层序格架的建立是地震、露头及井下层序地层学研究中都必须解决的首要问题。层序的研究过程中首先要识别不同级别的层序边界，根据一定的原则及步骤、综合各种边界识别标志正确地识别层序边界（表 3－1）。

一、地震剖面上的识别标志

不整合面是一个将新老层分开的界面，沿这个界面有证据表明存在指示重大沉积间断的陆上侵蚀削截或陆上暴露现象。地层不整合在地震剖面上会表现为地震不整一现象，故利用地震剖面可以识别不整合面。地震剖面上不整合面的识别主要根据同相轴的反射终止方式来判别，典型的陆相地震不整合反射有削蚀、上超及顶超等三种终止类型。如图 3－4 所示，为海相典型的反射终止类型，对陆相盆地，上超、削蚀及顶超等反射终止类型也有相似的特征。

1. 削蚀（削截、侵蚀）现象

因侵蚀作用引起的地层侧向终止，出现在层序顶界面，它既是构造运动发育的直接证据，也是最可靠的层序划分标志（图

表 3－1　坳陷型盆地层序边界的识别标志（据朱筱敏，2000）

资料类别	层序边界识别标志
构造资料	构造运动界面、构造应力场转换界面、大面积侵蚀不整合界面、大面积超覆界面
古生物资料	古生物组合类型和含量的突变、古生物的断带
岩心资料	古土壤层或垦土层、颜色和岩性突变界面、底砾岩、湖泛滞留沉积、沉积旋回类型的转化界面、深水沉积相突然上覆浅水沉积相、煤层、准层序组或体系域突变、有机质类型和含量的突变、地化指标的突变
测井资料	自然电位和自然伽马测井曲线突变接触界面、视电阻率的突然增大或降低、地层倾角测井的杂乱模式、密度测井的突变界面
地震资料	地震反射终止现象剥蚀、顶超、上超和下超，地震反射波组的产状，不同的地震反射的动力学特征，不同的地震反射的旋回特点

3－5）它既可以是下伏倾斜地层的顶部与上覆水平层间的反射终止，也可以是河床底面侵蚀造成的下伏水平地层反射终止。

2．上超现象

在湖盆水域不断扩大的情况下，层序的底部在前期层序界面上逆沉积斜坡向上逐层超覆（见彩图 4）。湖岸上超一般分布在湖盆边缘，反映湖平面的相对上升，是层序底界面的可靠标志。

3．顶超现象

指沿倾斜地层的无沉积顶面被新沉积层所超覆（图 3－6），在地质上是一种时间不长、由于沉积基准面太低而产生的沉积物过路现象，代表无沉积作用或水流冲刷作用的沉积间断，见于层序的顶界面。

此外，对于海相层序中发育的下超现象，在湖盆中可能并不发育。陆相湖盆面积小、物源近，陆源碎屑供应丰富，通常情况下只要湖泊存在，任何地方都有沉积作用，只是厚薄、粗细的差

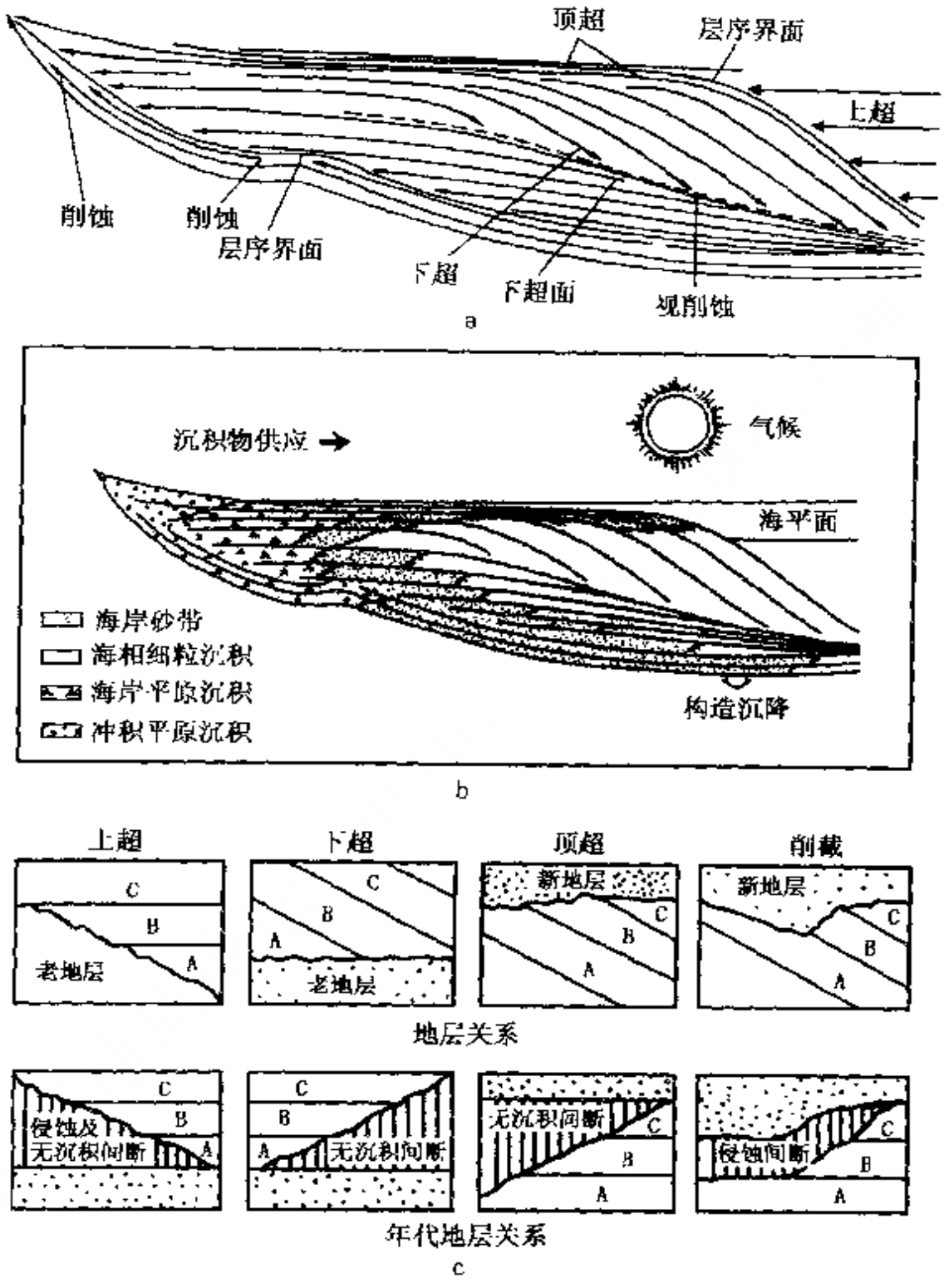


图 3－4　不同类型地震反射终止类型（a）与沉积环境之间的关系（b）及年代地层意义（c）（据 Armentrout，1993 修改）

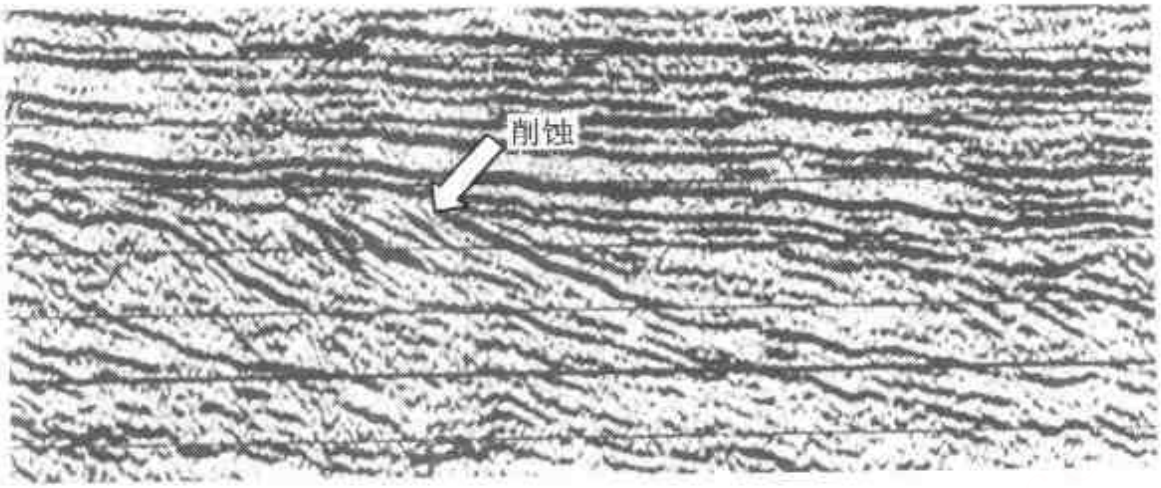


图 3－5　地震剖面上的削蚀（削截、侵蚀）现象

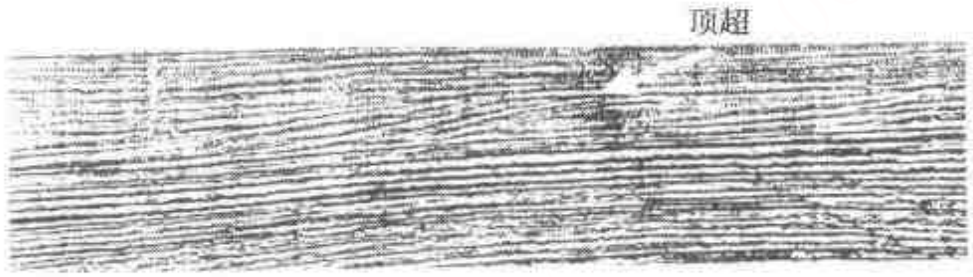


图 3－6　地震剖面上的上超现象及顶超现象

别而已。下超面的形成是由于远源泥岩的沉积速率相对于近源碎屑的沉积速率小，使边缘沉积厚而盆地中心沉积薄，造成反射同相轴从边缘向中心逐渐向下“收敛”的情况，因此湖相地层中，下超面实际上是一种整合面。

二、沉积地质标志

常见的沉积地质标志如图 3－7。

1．古风化暴露面

分布广泛，主要包括古土壤和植物根土层。古暴露面上风化壳是很好的不整合界面标志。古风化壳以钙质风化壳最为常见，其次是铁质、铝质和硅质风化壳，它们都是古土壤的范畴。

2．河床滞留沉积

河床滞留沉积是留在河床底部、集中堆积成不连续透镜体的砾石等粗碎屑物质，这些粗碎屑物质被河流由上游搬来或就近侧

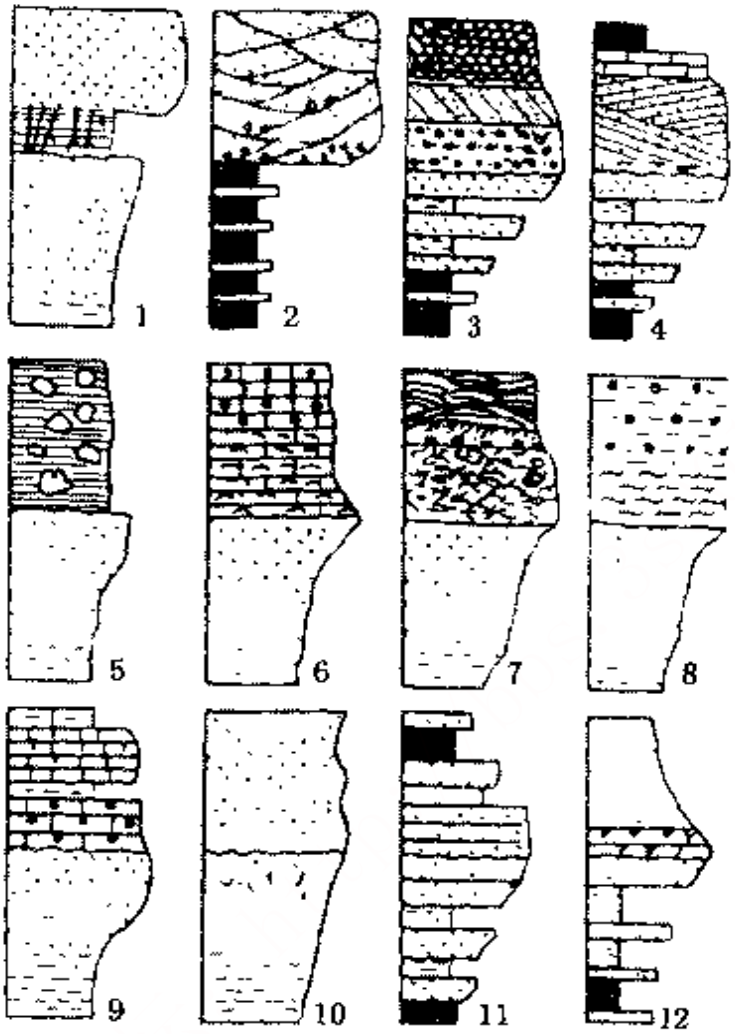


图 3－7　层序边界的岩石标志（据魏魁生，1997）

1—根土层；2—浅水相覆盖在深水相之上；3—河床滞留砾岩；
4—水进滞留砾岩；5—钙质结核；6—上覆风暴岩；
7—上覆洪积岩；8—上覆滑塌及碎屑流沉积；
9—上覆鲕粒；10—上覆储集性能好的砂岩；
11—沉积旋回变化；12—上覆火山岩

向侵蚀河岸而形成，而细粒物质被选择性搬运走，河床滞留沉积的底部常具有明显的冲刷界面，是层序边界的标志。

3、沉积旋回性

包括正旋回沉积、反旋回沉积及复合旋回沉积，根据岩电特

征划分出不同级别的旋回借以判别层序边界的位置。

4．风暴岩

当湖泊处于广阔盆地时，湖面宽、水体浅，强大的风暴浪导致形成风暴岩沉积。层序边界之上常发育砂质风暴岩，这是因为发生大规模的水进。

5．岩性、岩相标志

岩性和岩相在垂直系列上的缺失、突变及底砾岩的出现，都可能是层序边界。

6．凝缩段

凝缩段通常与沉积层序期间最大水深相伴生，在湖盆中常形成于湖平面达到最高、湖岸上超点达到向陆最远时期，即最大湖泛面形成时期。而最大洪泛面是层序内的重要分界面，该界面以下是湖进体系域，界面以上是高位体系域。在测井和录井资料上该界面下为退积型准层序组，界面上为进积型准层序组。

松辽盆地凝缩段具有以下特征（据魏魁生，1996）：（1）凝缩段由深灰色、灰黑色泥页岩、油页岩组成；（2）凝缩段内微体和超微化石丰度高且分异度大；（3）在测井曲线上，生油凝缩段常以高自然伽马、低电阻率、平直自然电位为特征；（4）在地震反射剖面上，凝缩段响应于强振幅、高连续、分布广泛的地震反射，其上往往存在上覆层的系列下超点（图 3－8）；（5）凝缩段有机碳含量高，自盆地中央向陆地方向有机碳含量有减少的趋势等。

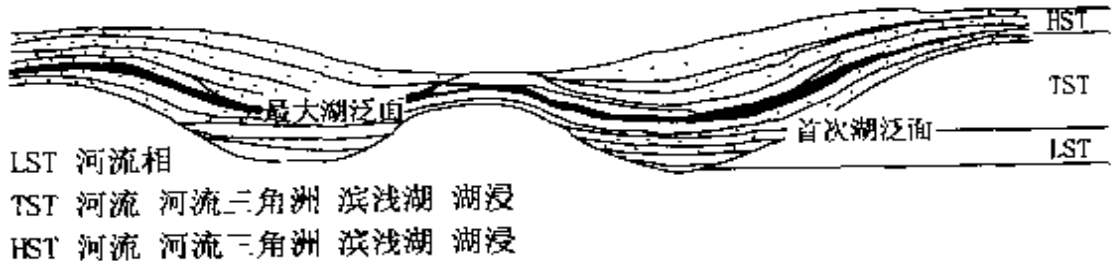


图 3－8　松辽盆地坳陷型湖盆层序地层样式
（据萧德铭，1997）

最大洪泛面在地震剖面上有时表现为一个“下超面”，在松辽盆地的地震剖面上确实可以找到（图 3－9）。但如前所述，湖盆中下超面常表现为一个整合面，在地震剖面上很难找到下超面，这种情况多发生在断陷盆地的断陷期。在此情况下，可以根据可容纳空间接近最大这一特征，在层序内寻找“上超点”接近盆地边缘最远处的“同相轴”作为该层序的“最大洪泛面”（图 3－9）。利用电性、岩性以及各种分析化验资料，首先识别出凝缩段，并用合成地震记录标定到地震剖面上，从而也可在地震剖面上标定凝缩段的发育部位。根据不同的识别标志识别出陆相湖盆中的凝缩段，利用凝缩段和层序边界的配置关系，划分出层序边界，提高层序划分和对比的精度。

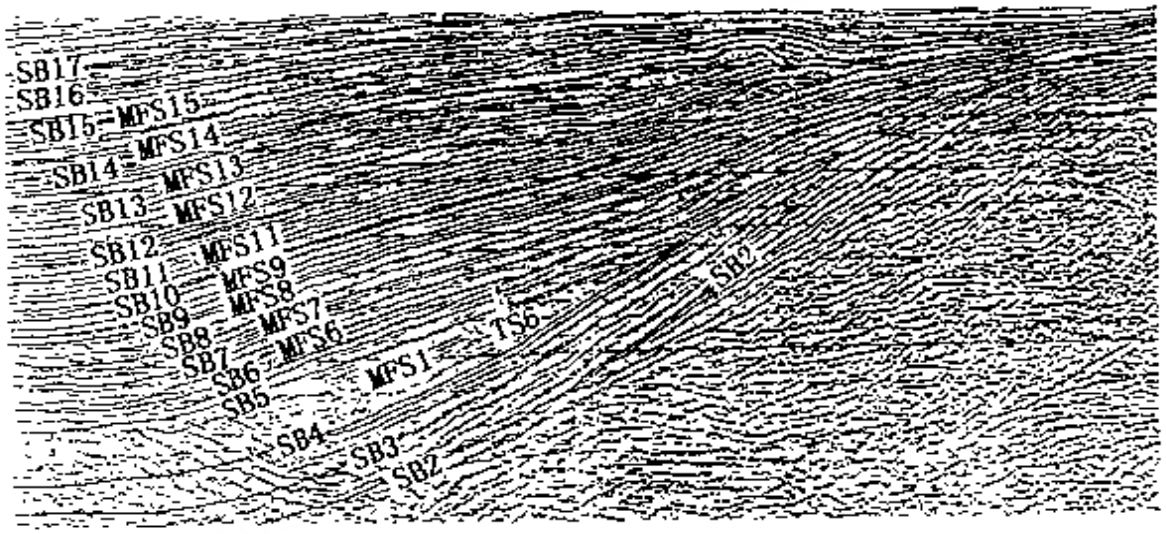


图 3－9　松辽盆地 580 测线层序地层特征

（据蔡希源等，1999）

层序内的最大洪泛面（MFS14）是一个最大洪泛面；根据层序内“上超点”接近盆地边缘最远处的“同相轴”作为层序 SB6、SB7 和 SB8 的最大洪泛面

7. 煤层（有争议）

有的学者认为，广泛分布的煤层可以作为层序边界的一种类型，因为泥炭堆积作用使煤保存下来只能发生在重要的碎屑沉积

缺乏时和特定的构造和古气候条件下，可以将它与海相盆地充填中的凝缩剖面相类比（图 3－10）。目前，不同的研究者将煤层作为不同级别的层序级别界面，关于其对层序界面识别的作用大小仍有争议。

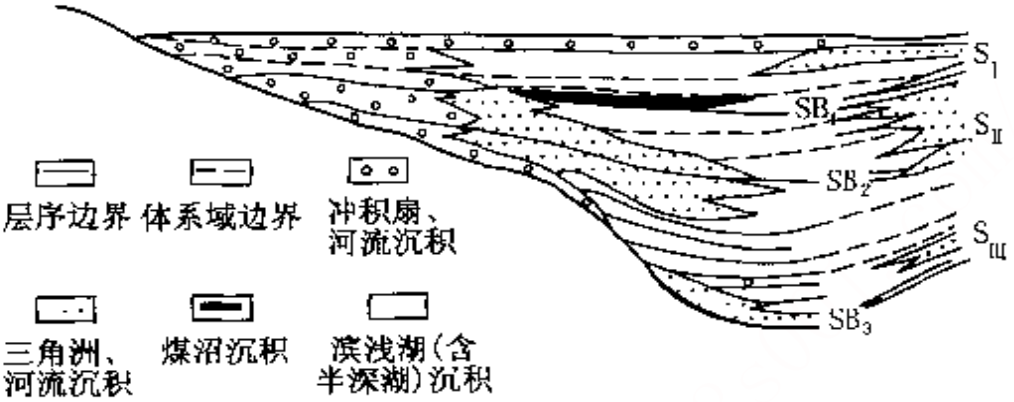


图 3－10　吐哈盆地台北坳陷东部侏罗系层序地层结构
（据吴因业等，2000）
注意煤层在层序地层中的部位

三、古生物标志

1．生物（贝壳）碎屑层

生活在浅水环境中的含壳类生物，死亡后壳体经湖浪作用搬运至岸线附近，后期受湖水的不断冲刷破碎，形成贝壳碎屑层，其中壳体破碎严重，难以辨认其属种，并且呈乱杂状堆积。因此它可以反映滨岸环境，当其上地层为反映水体逐渐或突然加深的沉积相类型时，这些碎屑层便可以近似代表准层序或准层序组的顶，并可能代表层序的顶界。

2．植物根迹化石

根迹化石是岩心中最易识别的遗迹化石，其种类繁多，生态特点复杂，虽不能绝对地都作为暴露标志，但大都为陆面或极浅水环境下的产物。在层序边界的识别过程中，可以根据上、下地层植物根迹化石纵向上的变化推断层序边界的位置。

3．遗迹化石

遗迹化石（除粪化石外）均为原地保存，它既是生物行为习

性的反映，也是它们赖以生存底质的反映，而这两者直接受常驻环境因素的控制，因而与沉积环境关系十分密切（图 3－11）。利用生物遗迹对环境条件的敏感性，可以反映出在岩性剖面上表现出来的沉积间断面。

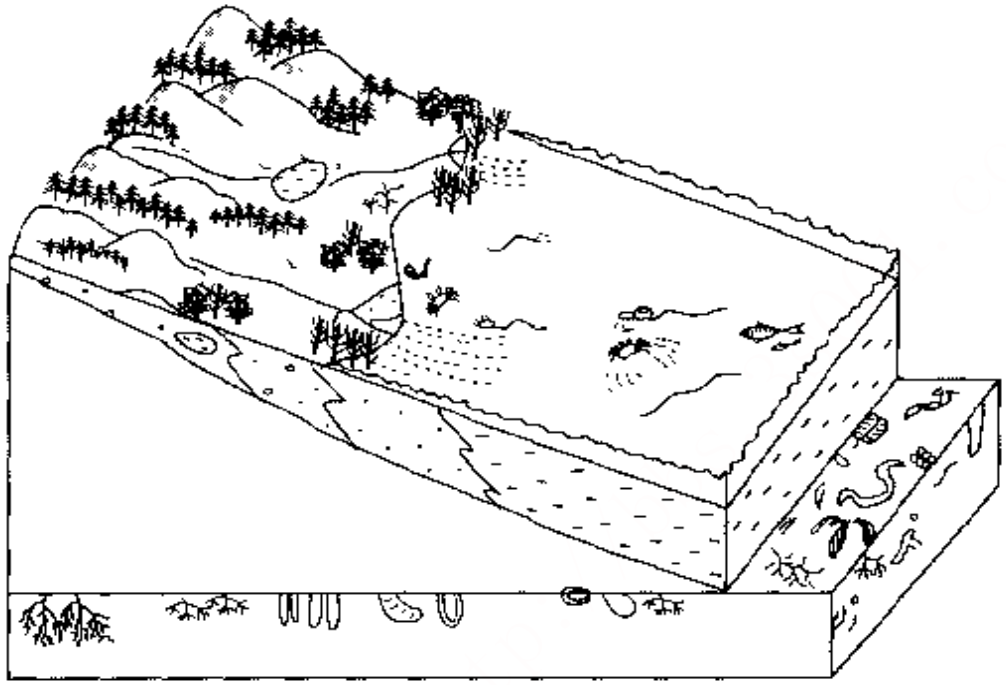


图 3－11　遗迹化石的环境特征
（据吴因业等，2000）

4．生物数量的变化

层序是某一控制因素作用下所形成的一套地层，其中所含生物数量从下到上应该是渐变的，从多到少或从少到多因沉积环境不同而定。但层序边界上下的地层，由于湖水深度、沉积环境等的很大差异，生物数量差别很大，发生突变（图 3－12）。从而利用地层中相邻两层中生物数量的突变而考虑是否存在层序界面。

5．生物种属的变化

上、下地层中的化石所代表的时代相差较远，或古生物化石群发生突变，出现生物演化的不连续或生物种属的突变，都说明地层之间发生过沉积间断或长时间的侵蚀风化，是不整合（层序

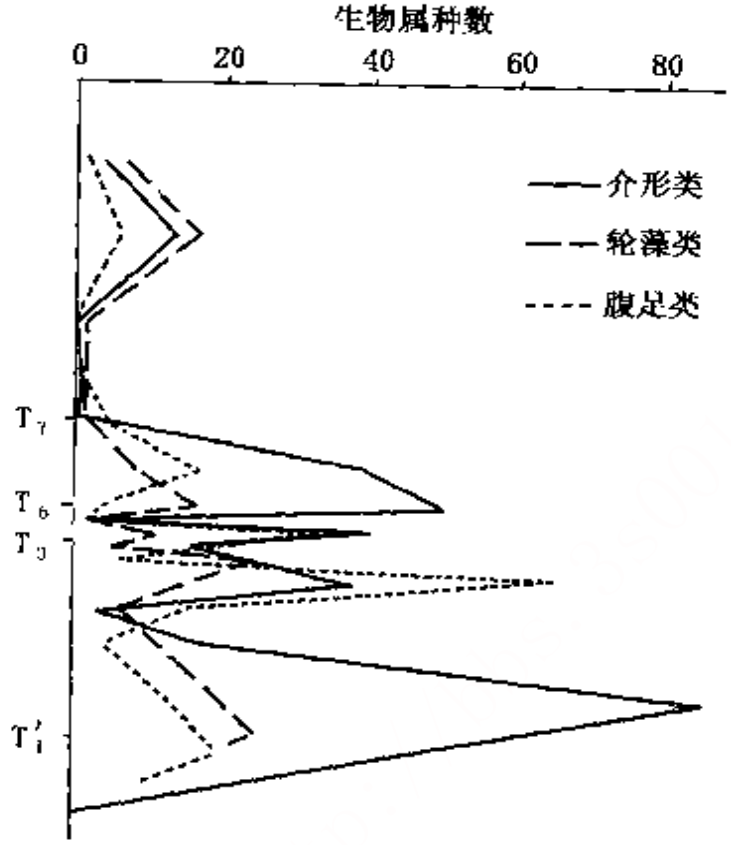


图 3-12　济阳坳陷下第三系生物形成种属曲线图

（据姚益民等，1992）

图示层序界面处生物种属数量的变化

边界）存在的证据。

四、地球化学标志

不整合面以下的岩层中，由于风化暴露作用的结果，常常造成某些元素的特殊富集或贫乏（图 3－13），并引起同位素组成的变异，也可以形成某些盐类，这些均可作为识别层序界面的标志。

五、成岩作用标志

碎屑岩暴露地表时成岩作用较弱，且受后生成岩作用改造较强，故这类标志一般存在于碳酸盐岩类地层中。尽管如此，地表成岩环境下某些特殊产物（如高岭土层、褐铁矿）等仍作为识别层序界面的标志（图 3－14）。

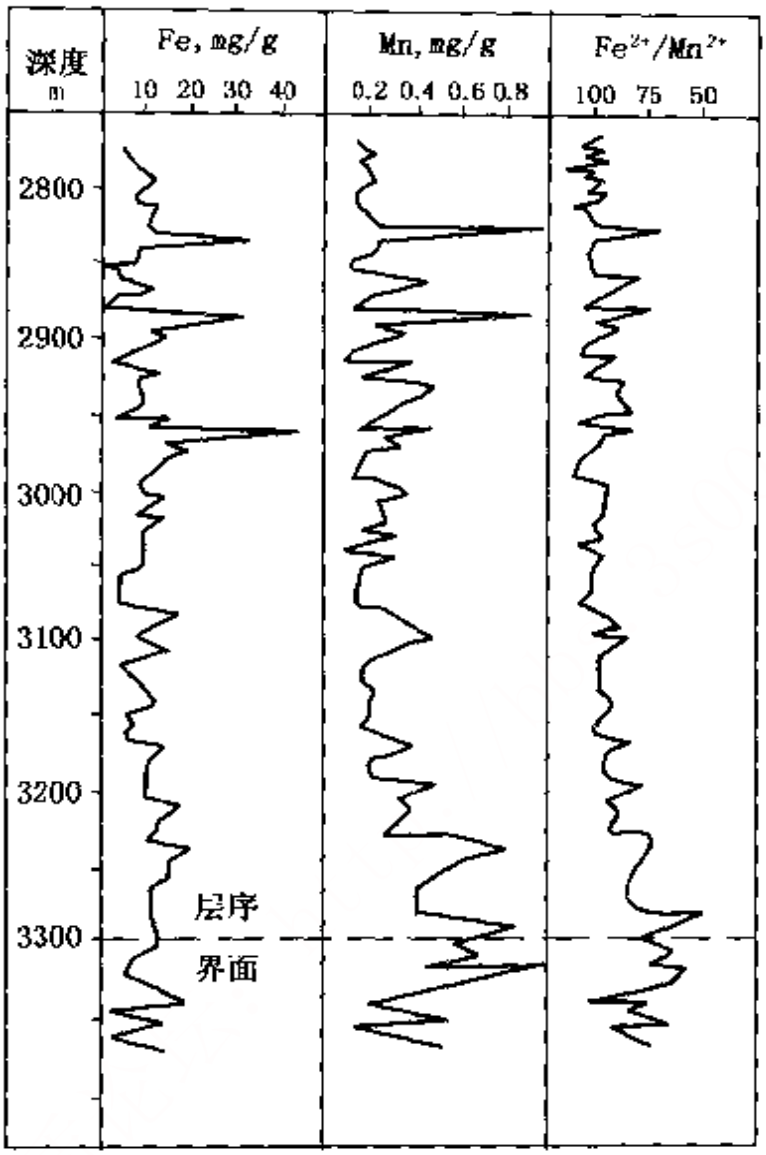


图 3 - 13　济阳坳陷牛 38 井微量元素变化
与层序边界关系
（据纪友亮等，1996）

有些地质及地球物理信息由于受外界的干扰会出现与层序界面无因果关系的似层序界面特征，为避免此种情况，识别层序界面时需要各类资料的相互映证，以求层序界面识别的准确。

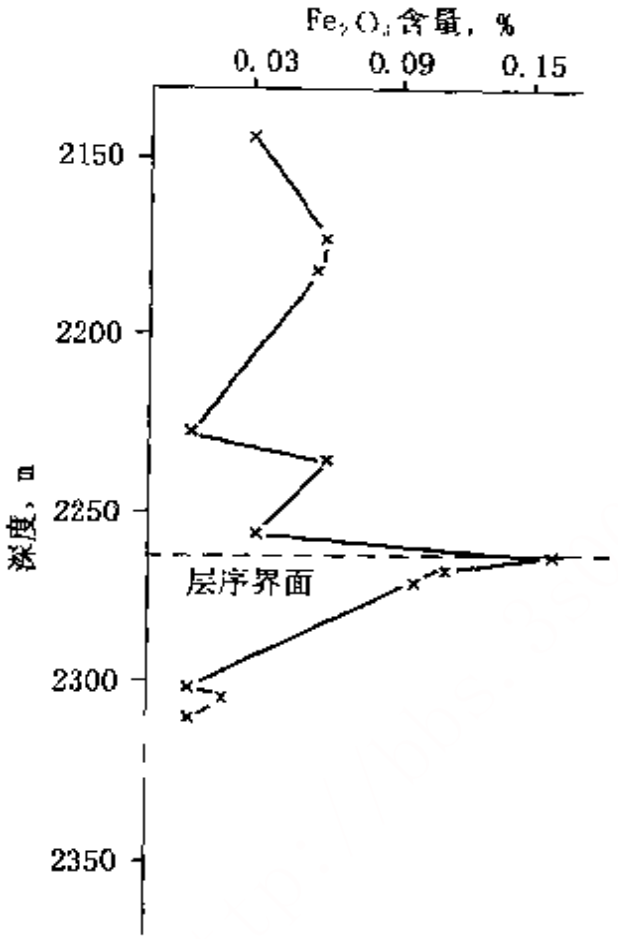


图 3-14　辛 15 井 T_3 附近褐铁矿含量变化趋势图

（据姜在兴等，1994）

第三节　层序级别的划分

以上分别讨论了层序界面在各种资料中的特征反映，由于有些标志可以在不同级别的层序界面附近都会出现，究竟将该界面定为何种级别的层序界面，需要将各类识别标志与盆地的沉积旋回特征及构造演化特征综合起来考虑，进行井剖面的精细层序与地震剖面上的宏观层序的结合对比，以准确确定层序界面的级别。为此，建立统一的层序级别划分方案，以期提供一个统一的标准进行层序级别的划分就显得十分重要。

依据 Vail 等人（1991）的成果，将沉积层序分为 6 个级别，其中 1～3 级的层序为构造成因，或全球性海平面变化引起的，而 4～6 级层序则是局部作用过程引起的小范围分布的（表 3－2）。根据层序边界的性质及分布等可将陆相层序地层划分为不同的级别（表 3－3）。如图 3－15 所示，为不同级别陆相层序单元的特征，不同级别层序的厚度范围、横向分布范围及形成的时间范围各不相同。而在技术精度上，岩心和露头可识别层序到纹层之间所有级别的层序，测井识别的精度只能达到“层”级，而地震勘探最多只能识别准层序组级别的层序。在进行层序地层学研究中，需将井剖面上的精细层序地层学研究与地震剖面上的宏观地震层序地层学研究相结合，相互补充并对比验证。

表 3－2　不同层序级别层序划分规模表（据 Vail，1991）

级别	1	2	3	4	5	6
时间区间，Ma	>50	3～50	0.5～3	0.08～0.5	0.03～0.08	0.01～0.03

陆相地层中层序发育控制和影响因素较多，发育时间短、厚度薄，地震剖面上除大级别的层序边界（二级层序边界和部分三级层序边界）外，气候层序和有些三级构造层序只能通过录井资料来识别。由于没有地震剖面作为横向对比连接的纽带，给三级层序边界的准确划分和对比带来一定难度。其中，高频层序即准层序是层序地层分析中最基本的沉积单元，大致相当于砂层组，在地震剖面上大致相当于一个同相轴，其对比在勘探中有很重要的作用。过去进行砂层组对比时，主要依据砂层组的相似性并参考岩性韵律，结果很容易造成对比的穿时。在引入准层序及湖泛面概念后，更加强了砂层组内部韵律相似性在对比中的作用。故有必要对其特征作详细地介绍。

准层序是以湖泛面或与其相对应的面为边界、水体向上变浅所沉积的一套相对整合的层或层组。准层序沉积厚度一般为几米至几十米，持续时间可以是几千年至数万年，并可以通过露头、

表 3－3　陆相层序地层划分级别（据顾家裕，2001）

层序级别	超级层序	一级层序	二级层序	三级层序	准层序组	准层序
层序边界	不整合面的面积超过盆地的面积	不整合面的面积超过盆地面积或占盆地的绝大部分区域	不整合分布于盆地流域内		较大湖泛面—较大湖泛面间	较小湖泛面—较小湖泛面间
			不整合面分布于盆地的很大一部分	不整合面分布于盆地的较大的部分地区		
成因	全球性的构造运动	板内构造运动	区域性构造运动	构造、气候及湖平面变化	构造、气候、物源及湖平面变化	气候、物源及湖平面变化
对应沉积旋回	全球级沉积大旋回	板内沉积旋回	区域性沉积旋回	盆地内沉积旋回（三级）	岩性组旋回（四级）	岩性旋回（五级）
与地层界线比较	相当地层的界或更小	相当地层的系或更小	相当地层的统或更小	相当地层的组或更小	相当一组地层叠置方式	一个沉积旋回
时间 Ma	200～300	60～120	30～40	2～5	0.1～0.4	0.02～0.04

岩心和测井资料加以识别。根据此定义，准层序的边界是能够分隔新老地层的海泛面，这就意味着所有的准层序都必须是一个向上沉积水体不断变浅的序列，否则我们就不能根据湖泛面来划分确定准层序。常见的两种准层序类型为向上变粗准层序和向上变细准层序，海相地层中的准层序特征及准层序叠置样式研究的较为成熟，它们对于陆相层序地层的准层序研究有一定的借鉴意义（图 3－16 和图 3－17）。

向上变粗及向上变细准层序中的垂向相带关系表明，每个准层序在形成过程中，水深是逐渐变浅的。

根据沉积物沉积速率和可容空间变化速率之间的关系，准层

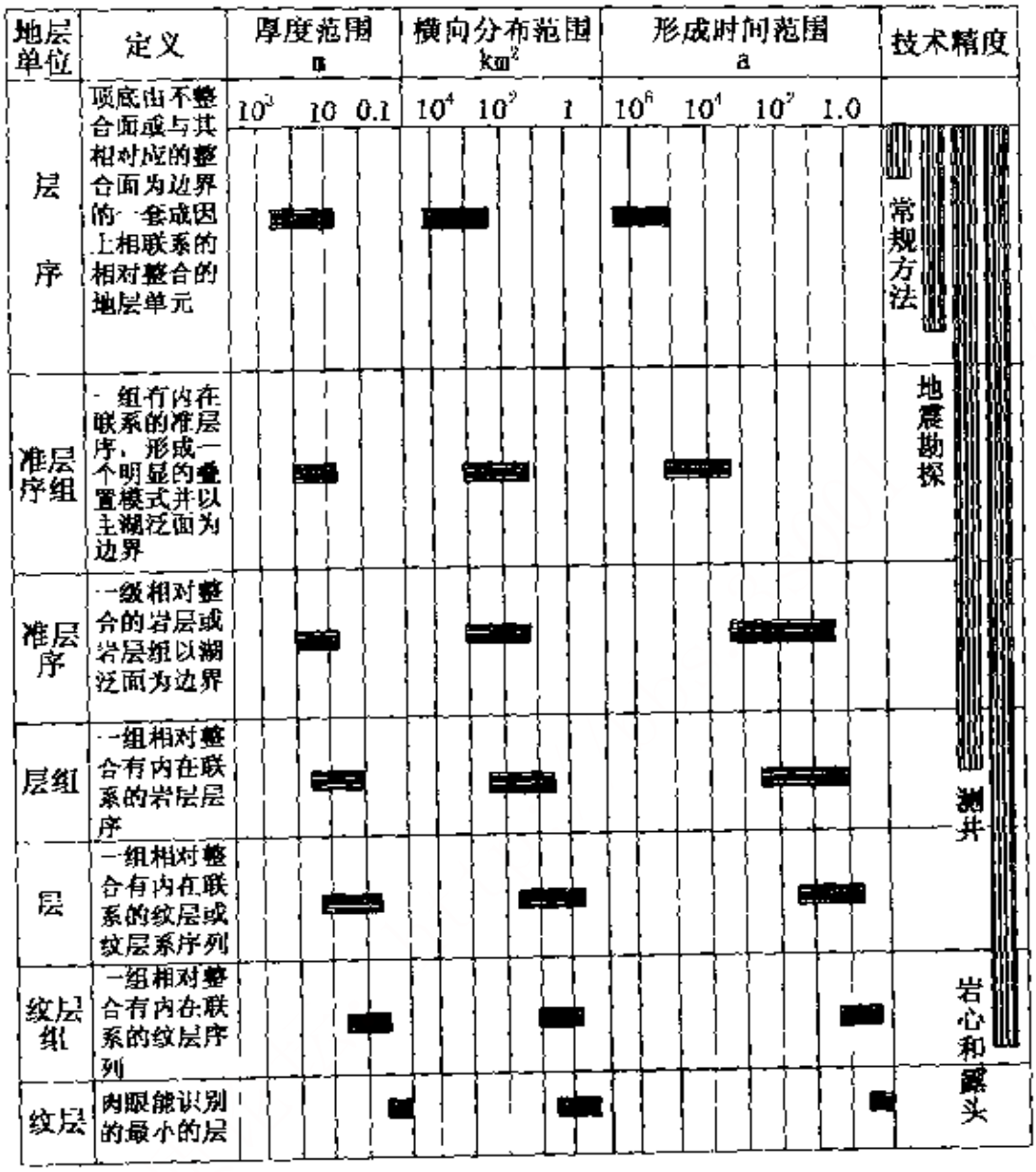


图 3－15　不同级别陆相层序单元特征图

（据顾家裕，2001）

序有三种叠置样式，即进积式、退积式及加积式，相应形成三种准层序组类型（图 3－18）。进积式准层序组是在沉积速率大于新增可容空间形成速率情况下形成的，向着盆地方向沉积一系列新的准层序；退积式准层序组是在沉积物沉积速率小于新增可容空间增长速率时形成的一系列向岸边后退的准层序的叠加；盆地无水的情况下（河水注入量小于蒸发量、渗流量）及盆地有水时

沉积物供应速率大约等于可容空间增加速率时形成加积式准层序组，准层序垂向加积。

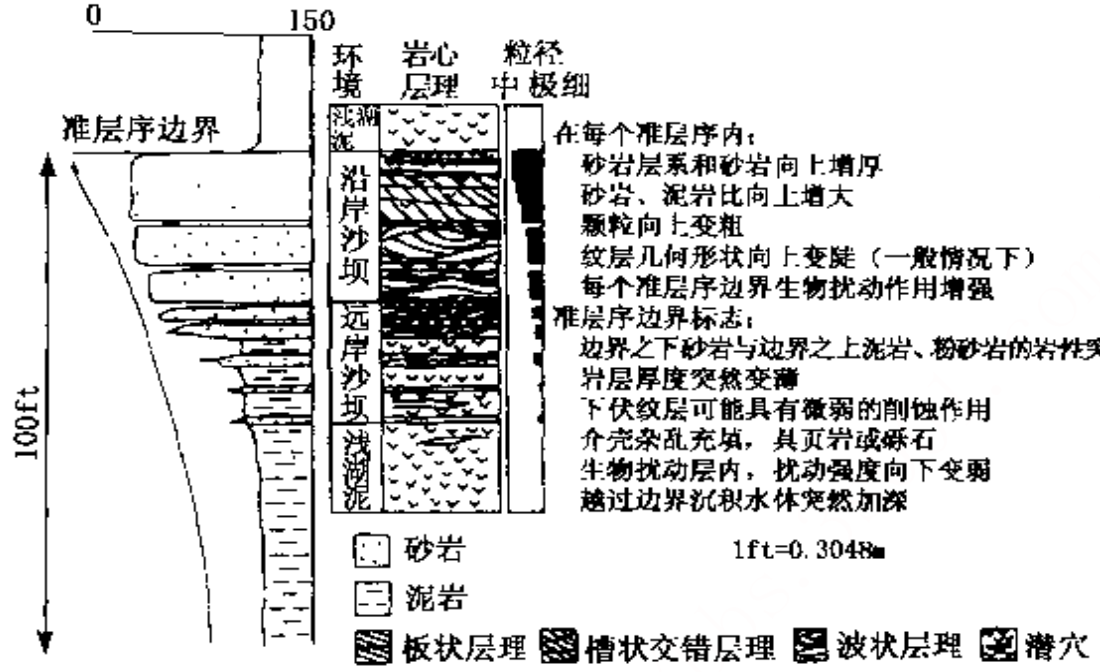


图 3－16　向上变粗准层序组的特征（据 Wagoner 等，1990）

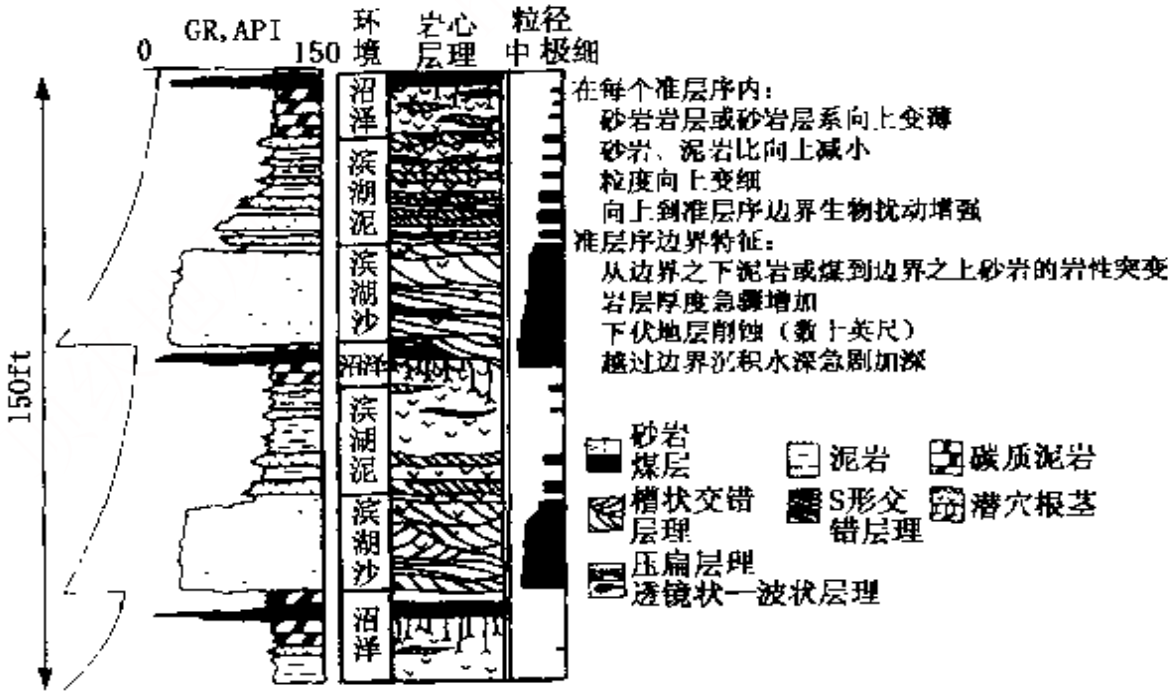


图 3－17　向上变细准层序的特征（据 Wagoner 等，1990）

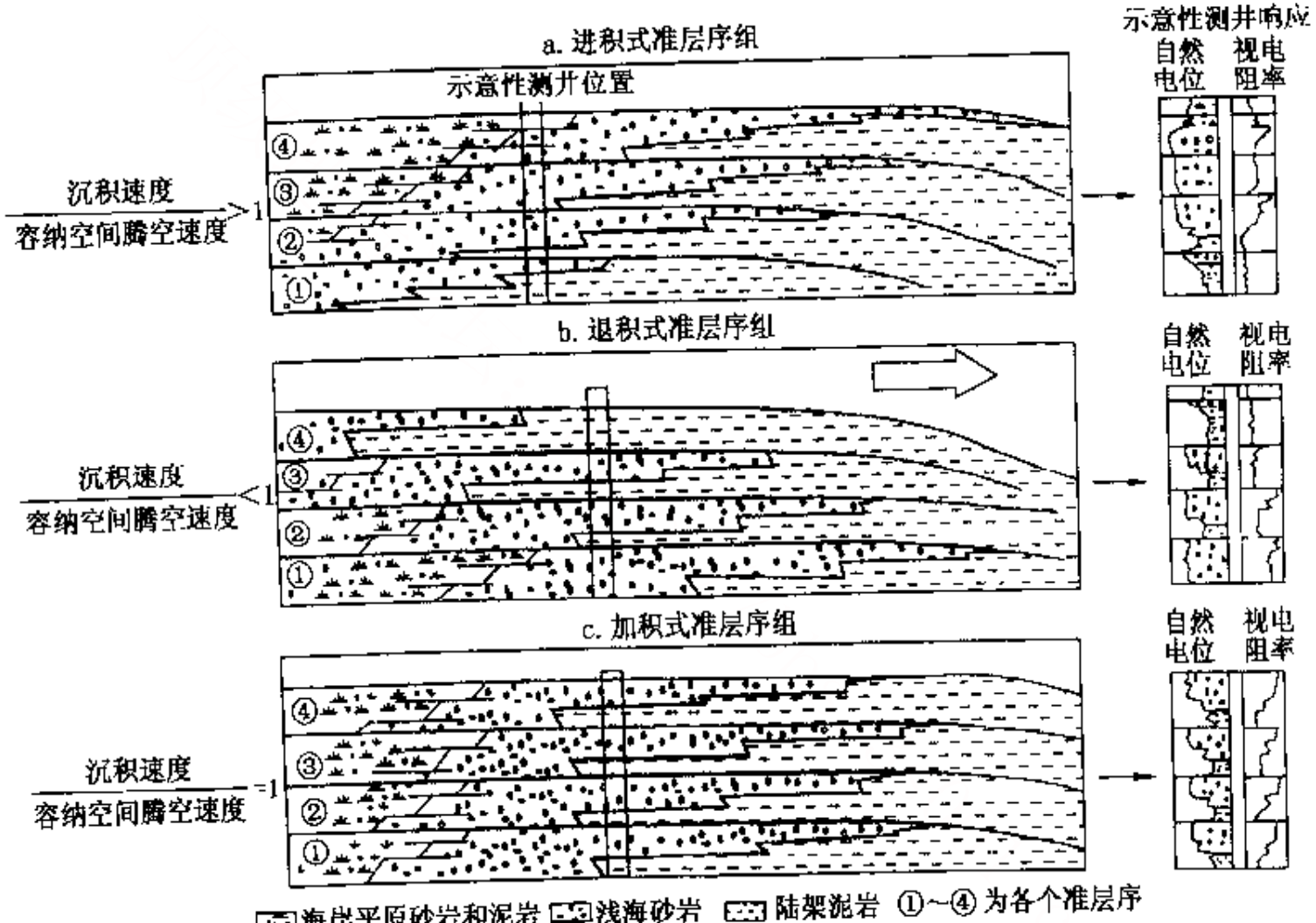


图 3-18　准层序组类型及准层序叠置类型

（据 Wagoner，1990）

第四节　等时地层格架的建立及体系域的划分

一、等时地层格架的建立

陆相层序地层与海相地层相比具有很大的差异性，主要表现在：陆相地层沉积范围小；水体深度和广度不同，变化频率快；涉及水上和水下沉积；相变激烈，沉积物相对较粗等四个方面。这些差异使得陆相层序等时层序格架的建立难度远大于海相层序，因此必须尽量多地用各种测算方法进行综合判断。

首先，进行不整合界面、磁性地层对比（图 3－19），在宏观上确定其二级层序以上地层的等时性。

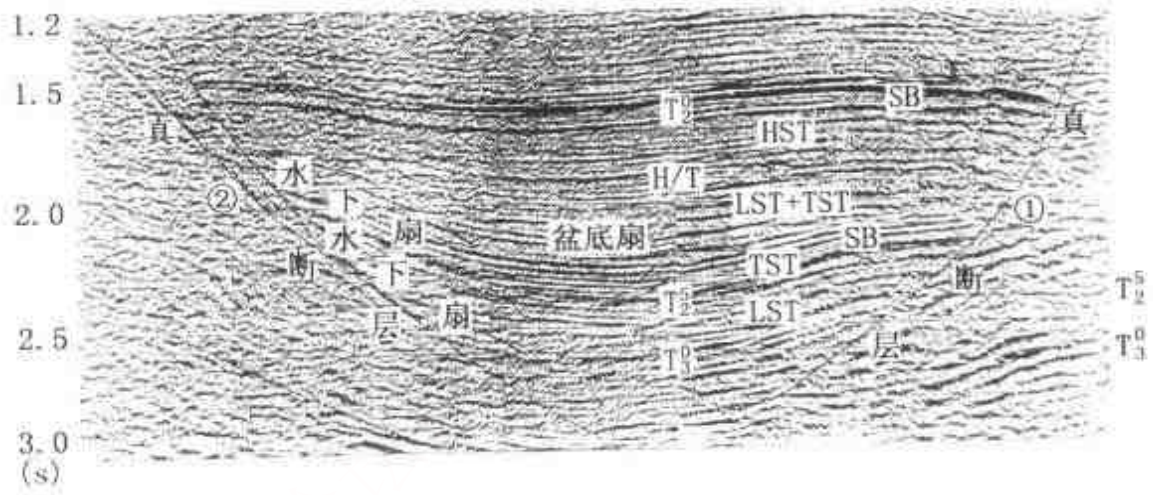


图 3－19　地震剖面上湖盆内层序、体系域及沉积相的识别
（据刘震等，1999）

其次，随时间间隔的缩短，可以用古生物、岩相变化的瓦尔索定律、标志层及其衍生物等确定四级层序地层等时性。

再次，更小一级的层序地层对比以标志层、测井资料为基础，分析其沉积旋回性等的组合。

当然还有各类物质各种方法的测算，根据其精度，在不同层序级别上确定其等时性。通过这样不同级别层序等时性的确定，可以建立等时层序格架。

二、体系域的划分

由于不同体系域中的生储盖类型有明显的差别，所以对不同类型的陆相盆地层序地层体系域进行详细研究尤其重要。而目前我国陆相层序地层研究领域中体系域的命名很多，也很混乱，故统一陆相层序地层体系域的命名是当务之急。

体系域是在一定等时格架内，成因上空间上有一定联系的三维沉积体系的组合，它由若干个三维沉积体系所组成，在范围和时间上比一个沉积体系要广和长。沉积体系是成因上有联系的沉积作用所形成的一类沉积体的三维组合。如图 3－20 所示，某一时期内形成的体系域包括冲积平原沉积体系、三角洲平原沉积体系及湖泊沉积体系。

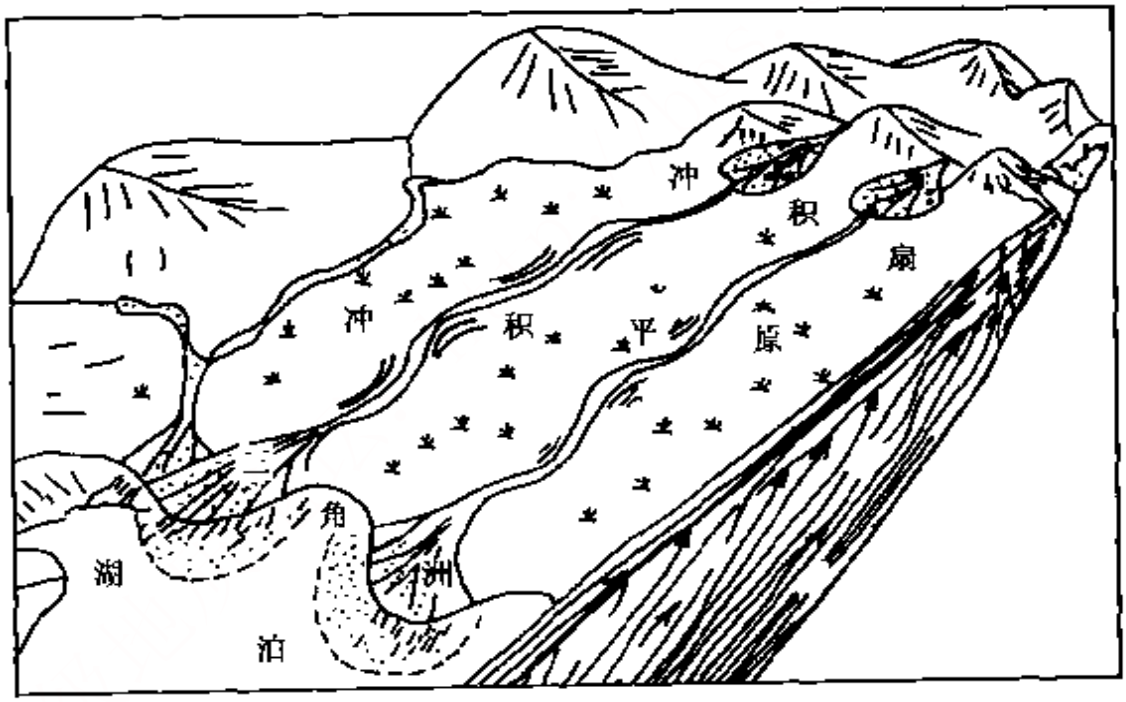


图 3－20　沉积体系与体系域的关系

陆相层序地层显然就该包括一切陆相沉积体系所形成的地层，其最重要的影响因素是湖平面及沉积基准面，而沉积基准面既受构造控制又受湖平面变化控制。在陆相沉积中除构造最大活动期外，绝大部分时间受控于湖平面的影响，因此在湖泊中能用

湖平面变化形成沉积体系在垂向、横向上的变化来命名体系域。而在冲积扇、河流和浊积岩中用基准面的变化来命名，把湖泊体系域划分为两个体系域，即湖侵体系域和湖退体系域（见彩图5）。在特殊情况下，当湖泊的斜坡具备坡折时，湖退体系域分为高位体系域和低位体系域（坡折以下可以称为低位体系域）。由此陆相层序体系中关于体系域可分为以下三种类型：

陆相
- 陆相坳陷盆地——分为湖侵体系域和湖退体系域
- 陆相断陷盆地
  - 无坡折带分为湖侵体系域和湖退体系域
  - 有坡折带分为低位体系域、湖侵体系域和湖退体系域

如彩图5所示，湖平面变化曲线与海平面变化曲线相似，湖平面快速从A点上升到B点时为湖侵体系域沉积阶段。湖平面从B点到G（A）点的沉积体系为湖退体系域沉积阶段。这样比较容易确定A，B，D，G这四个点，相应的一些界面也就比较容易确定。与湖泊相对应的体系域在河流和冲积扇中命名为基准面上升体系域、基准面下降体系域（包括基准面波动体系域）。

同样，在特殊的情况下，当湖泊的斜坡具备坡折时，则可以分为三个体系域（见彩图6），即A－D点为低位体系域、D－E点为湖侵体系域，而E－G（A）点为高位体系域。在此情况下，广义的湖退体系域包括了高位体系域和低位体系域。

第四章　陆相层序地层学研究

第一节　露头层序地层学研究

在沉积露头区，以岩性、岩相以及地层堆砌样式来识别露头区的层序、体系域以及准层序等。依据地层接触关系、颜色和岩性的垂向变化、古土壤、河流回春作用或陆上侵蚀截切作用、岩相的垂向变化等来确定和划分层序及其类型。接着从生物地层学的角度确定层序单元的年代，然后对不同时代的层序单元，运用可容空间的概念进行相分析，建立不同级别层序单元的地层堆砌样式，分析体系域类型及其组合特征，进而制作露头区某点层序地层学综合分析图，不同露头区同一时代层序地层对比剖面图等图件，并建立露头区层序分析成果与地下地质资料的关系。具体步骤如下。

一、选定露头位置

选择露头位置时应遵循以下原则：

（1）选择的露头在研究区内或尽可能靠近研究区，研究区及其邻近地区没有露头的，根据区域上相似的地质构造背景和沉积展布情况，选择与研究区有同时代地层的露头；

（2）尽量选择湖盆边缘相变较大、相序较全、没有大量缺失地层的位置，在此位置沉积相的分异度大，容易根据垂向上不同相的相互叠置关系识别湖相旋回；露头如果属半深湖—深湖相带或冲积平原相带，由于垂向上岩相相对单一，不利于层序的识别及划分；

（3）尽可能选择地层完整、出露连续、沉积相及岩性差异大的地层；

（4）地层的横向追踪及垂向观测对层序地层学研究都十分重

要，故选择的露头要尽可能兼顾到两方面，既利于垂向观测也利于横向追踪。否则，出露地层的倾角太大则不利于地层信息的横向追踪，地层的倾角太小又不利于地层纵向的测量和观察。

二、不整合面、层序边界及层序级别的识别及划分

（1）露头层序地层学研究的突出优势是能直观地进行地层的纵向及横向观测，在深入进行露头层序地层学研究之前，在剖面踏勘时对整套地层进行宏观分析、初步识别不同的层序旋回以建立研究区层序的宏观框架；

（2）在露头上寻找有关不整合的标志，根据不整合面的类型及规模判断不整合的级别，以识别不同级别的层序界面及划分不同级别的层序。如根据不整合是岩相不整合还是构造不整合、不整合面的波及范围、发育时间的长短、侵蚀规模的大小等，可对不整合面的级别作出判断，以明确此不整合面所代表的层序界面意义（图 4－1）；

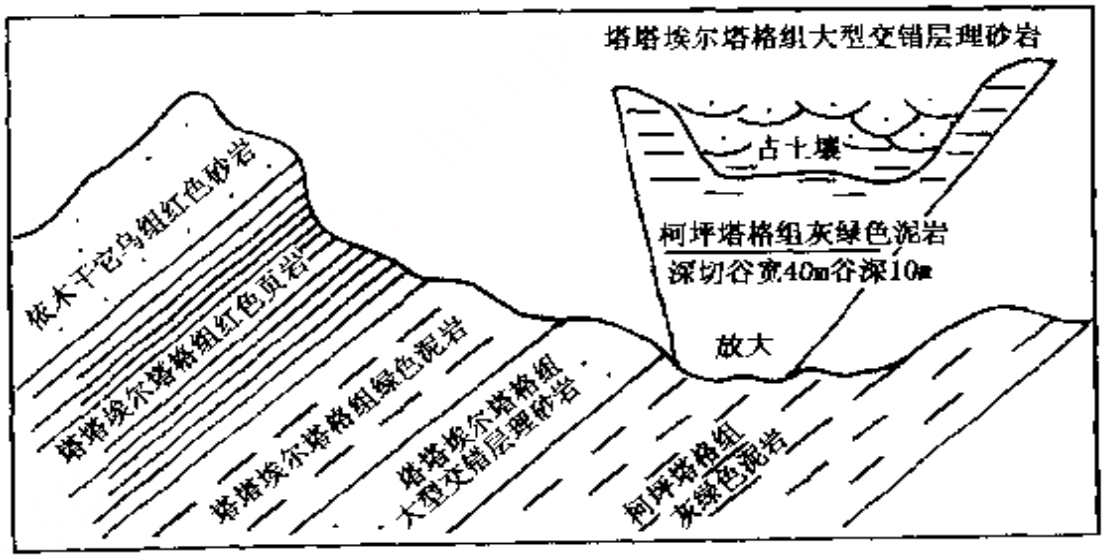


图 4－1　露头层序地层学研究（据朱筱敏，1998）
图示不整合界面的识别

（3）进行其他层序界面的识别，除了识别不整合面外，根据不同的层序边界特征（参见图 3－7、图 3－9 和图 3－10）识别不同的层序边界。

(4) 进行层序旋回的识别，野外露头上根据肉眼观察可识别地层纵向上不同级别的旋回性，从而从整体上初步建立宏观层序格架。如图 4－2 所示，可初步识别出两个向上变粗的准层序旋回，准层序界面横向上可进行一定距离的追踪。

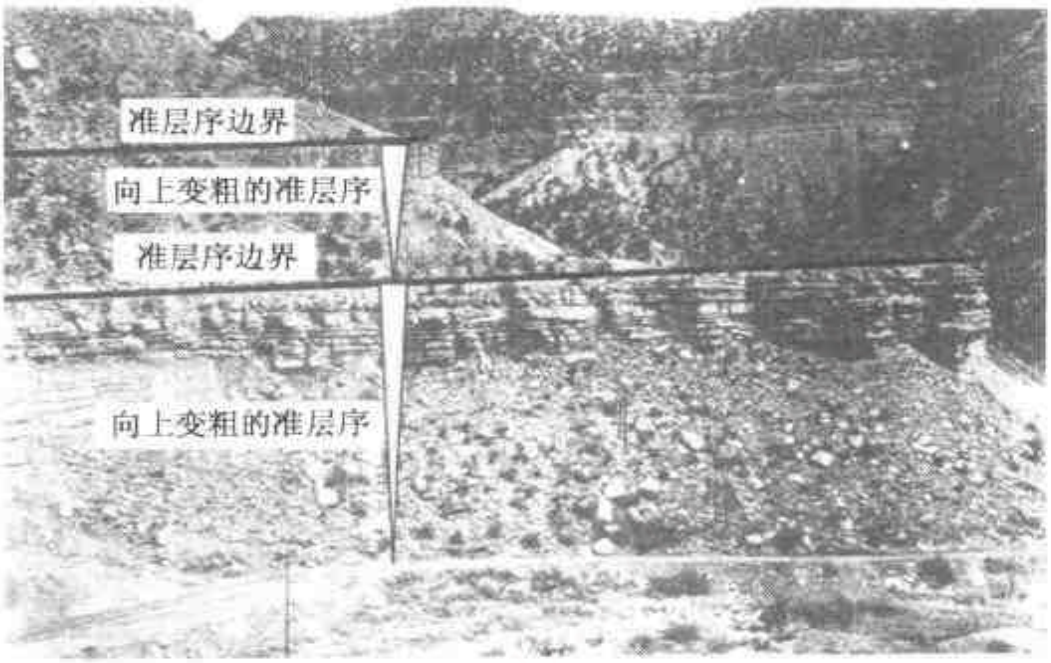


图 4－2　露头层序地层学研究
图示层序地层的划分及层序边界的横向追踪

三、露头层序的实测

在初步明确了研究区的宏观层序格架后，要对露头层序做进一步的详细观察及测量。

(1) 对不同规模的层序界面的横向追踪，明确层序界面的规模及延伸方向；

(2) 收集界面上下反应界面特性的各种地层信息，如颜色变化、岩性变化、地层倾角变化等资料；

(3) 在重要的界面附近进行密集采样，以利于室内的进一步分析测试；

(4) 在地层厚度测量的基础上，要对不同规模的层序进行系统测量，明确不同层序的发育规模；

(5) 进行露头上的各类电性测量，如条件许可，进行地面自

然伽马能谱测量、地面电阻率测量等，以建立地面电性曲线；一方面可进行层序旋回的识别，另一方面可与地下测井曲线进行旋回对比，以利于地面露头层序地层学与井下层序地层学研究的相互对比与验证。

四、沉积相研究

层序格架的建立与沉积相的研究密不可分，沉积相、亚相及微相的识别是判断地层旋回的基础，层序地层的概念有利于对不同相的识别与标定。在进行详细的层序地层学研究时，除利用层序地层学的观点进行层序地层分析外，要收集各类沉积相标志，以识别出不同类型的沉积相及沉积体系（图 4－3），这方面的研究与常规的野外沉积相研究类似。

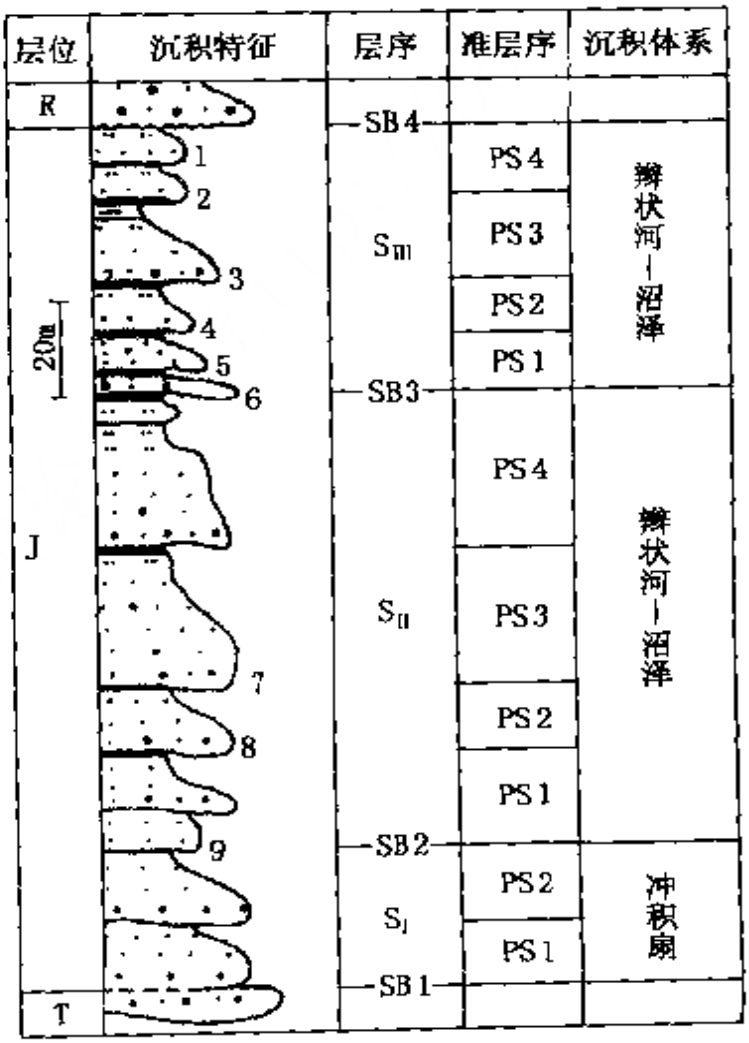


图 4－3　露头层序地层学研究（据吴因业等，1996）

图示垂向沉积相研究及层序地层的划分

五、体系域、准层序组和准层序的划分及对比

（1）在明确宏观层序格架及沉积体系格局的基础上，根据纵向层序旋回特征及横向沉积相的演变可划分不同的体系域、准层序组及准层序。沉积背景不同，用于识别和标定体系域、准层序组及准层序边界的方法有所区别；

（2）建立不同体系域、准层序组及准层序的野外标准地质模型和沉积相模式，以进行区域对比。

六、高分辨率层序地层学研究

由前所述的高分辨率层序地层学理论的核心可知，基准面旋回分析是高分辨率层序地层研究的基础。在露头上可以进行层组、层或更细的地层对比，通过研究控制沉积层序发育的基准面旋回变化，可以预测等时地层单元内部地层的结构样式和岩性岩相分布。地层的旋回性是基准面相对于地表位置的变化产生的地层响应。在地层剖面中通过沉积作用、侵蚀作用、沉积间断等记录来反映基准面的旋回变化过程。在露头上，岩石物理性质的垂向变化、相序和相组合的垂向变化、旋回的叠加样式和地层几何结构关系等是识别地层旋回及其对称性的主要标志，也是高分辨率层序划分与对比的基础。地层暴露标志、地层暴露而出现的相序终断现象、浅水沉积物直接覆盖在深水沉积物之上、垂向剖面上岩相类型或相组合转换的位置、不同岩石的厚度的旋回性变化及反映水深、水介质性质及沉积环境的泥岩的原生色等（参见图3－7）均可作为识别短期旋回的依据。通过对不同沉积环境下高分辨率层序地层学研究可总结出不同的沉积旋回模式（图4－4），以继续进一步的旋回对比。

七、生、储、盖组合研究

（1）野外露头上要收集生油岩、储集岩及盖层有关的各种标志，采集相关样品进行室内分析化验，以评价生、储、盖的品质；

（2）进行野外生、储、盖的地质填图（见彩图7），建立生油岩、储集砂体及盖层的分布地质模型，为利用钻井资料及地震

资料进行地下生、储、盖的分布及匹配预测提供原型模型。

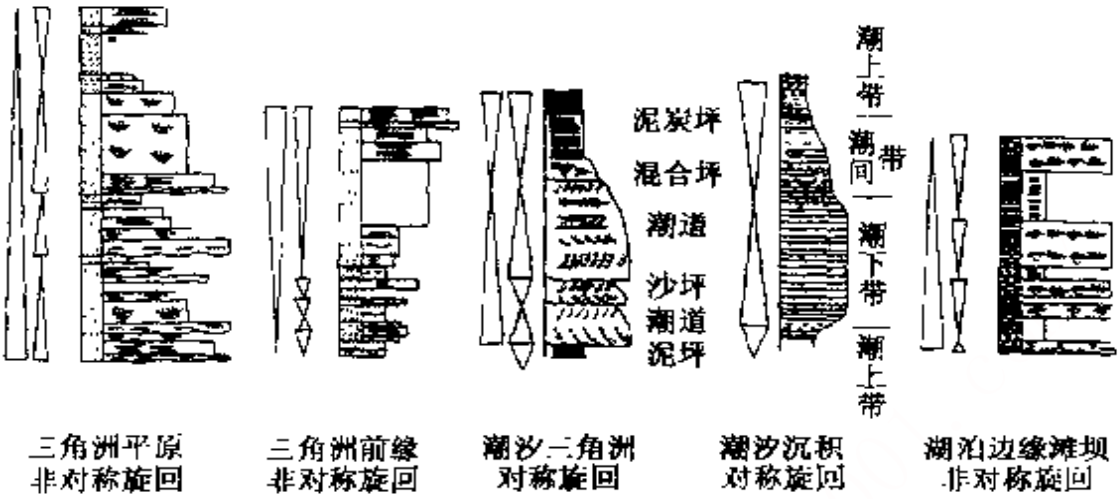


图 4－4　不同沉积环境下识别出的高分辨率层序地层
（据邓宏文，1997）

八、平面层序地层及沉积相研究

单一露头剖面上的研究一般很难满足层序地层学研究的实际要求。在地层出露允许的情况下，尽可能多地进行多条露头剖面的层序地层学研究，然后进行区域性不同级别层序相互间的对比研究，从而建立区域性的层序地层预测模式。如没有多条露头剖面，应将露头剖面与邻近的井剖面进行对比，从而获得层序地层的区域性规律。在此基础上按实际要求作出层序—体系域—准层序的沉积相、亚相、微相的平面图和垂向地层的对比图，以分析区域性层序地层变化趋势。

九、预测生储盖组合

在建立了区域性层序地层格架、明确了各体系域内沉积相的分布组成基础上，结合高分辨率层序地层学研究的结果可对生、储、盖各自的分布特征及它们相互间的匹配关系，在平面和垂向上进行定性或定量的预测。

第二节　地震层序地层学研究

高分辨率的地震资料可为我们提供地下地层清晰的三维图像，可充分地反映稀井区或无井区的地下地层特征。在利用地震资料进行层序地层学分析时，先建立能控制盆地范围的地震测网，依据地震反射终止关系划分层序，对于地震分辨率很高、沉积巨厚、沉积作用快速的情况，可以进行准层序的划分。利用合成地震记录、VSP 以及生物地层资料进行层序年代标定，确定各层序中的体系域类型以及地震相特征；进而恢复沉积环境。然后将地震资料层序地层学的分析结果同露头和钻测井资料的层序地层学结果进行综合分析、相互验证，评价各层序以及不同体系域生、储、盖特征，预测圈闭类型，指出油气勘探目标。其步骤如下。

一、选择地震剖面

（1）在利用区域地质资料分析区域沉积相分异的基础上，根据研究的精度选择不同的地震测网密度，以能分辨出不同级别的沉积体；

（2）选择断层破坏较少、地震反射清晰的地震剖面；

（3）基于地震剖面应尽量选择在湖盆坡折处垂直湖盆沉积相带走向、质量高的地震剖面；

（4）尽量选择过井多的剖面，所选择的地震测网应尽可能覆盖研究区。

二、不整合界面的识别与地震层序的划分

（1）根据地震反射终止形式（参见图 3－4），在一定范围内将上超点或削截点连起来就是不整合界面（图 4－5）；

（2）通过不整合面及其对应的整合面的识别，在基于剖面网上进行地震层序划分，并在全盆地范围的地震剖面上追踪、对比、闭合，统一划分地震层序；

（3）利用合成地震记录及垂直地震剖面资料对地震反射层所

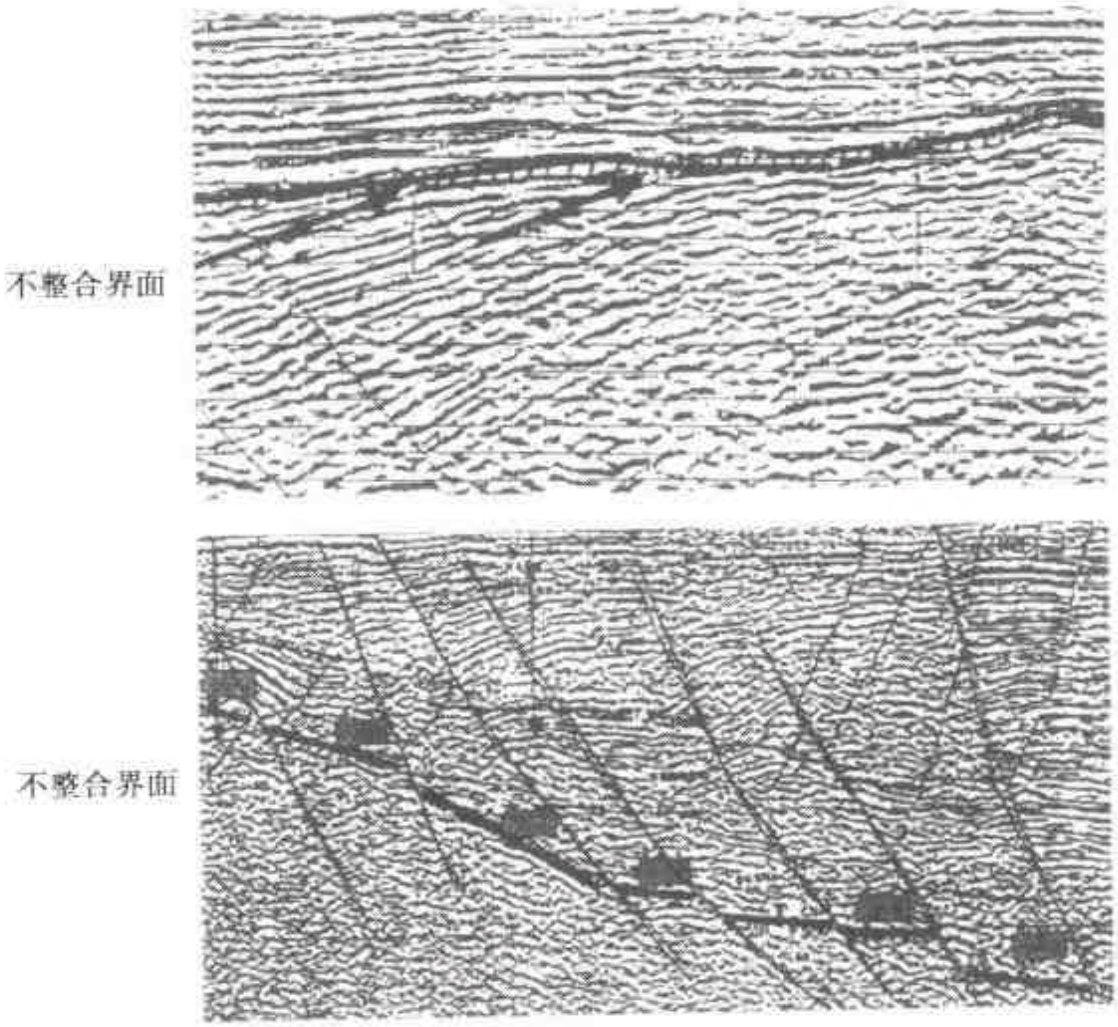


图 4－5　地震层序地层学研究（据吴因业等，2000）

图示地震剖面上不整合面的识别

对应的地质层位进行标定（图 4－6），以保证其准确性；

（4）采用古生物、古地磁、同位素年龄测定等方法标定地震层序的地质年龄，赋予地震层序时代意义，按界面间的时代长短确定层序界面的不同级别。

三、体系域的划分及研究

（1）确定最大湖泛面，存在下超面的情况下，下超面作为最大湖泛面；不存在下超面的情形下，根据地震剖面上上超最远点或强反射的特征确定最大湖泛面。

（2）确定初始湖泛面，当具坡折时，坡折点以上第一个上超

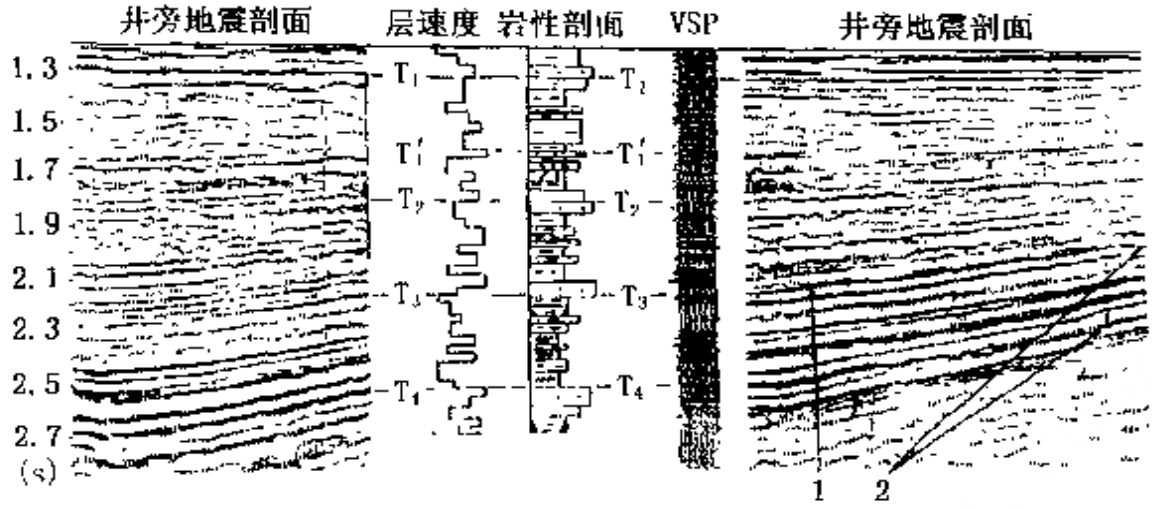


图 4 6 地震层序地层学研究（据纪友亮等，1996）

图示层序界面的井下资料标定

点处为初始湖泛面；

（3）划分体系域，在无坡折点时最大湖泛面以下为湖侵体系域，最大湖泛面以上为湖退体系域；若有坡折点，则在初始湖泛面以下为低位体系域，初始湖泛面与最大湖泛面之间为湖侵体系域，而最大湖泛面以上为湖退体系域；在合适的条件下根据内部地震反射特征也可识别出同一层序内的不同体系域（参见图 3－19）。

（4）用井下层序地层学研究的成果对井旁地震剖面进行对比标定，用井下沉积特征来进行体系域划分的相互验证。

四、地震相及沉积相研究

地震相是指有一定分布范围的三维地震反射单元，代表产生反射的沉积物一定岩性组合、层理和沉积特征（图 4－7）。

（1）识别不同的地震相，在划分地震层序及体系域研究后，在一层序内部根据地震的几何参数（反射结构、外形）、物理参数（反射连续性、振幅、频率）、关系参数（平面组合关系）及速度—岩性参数（层速度、岩性指数、砂岩含量）等特征识别出不同的地震相，归纳研究区不同地震相的特征；

（2）编制地震相平面分布图，在地震基干剖面上进行同一层

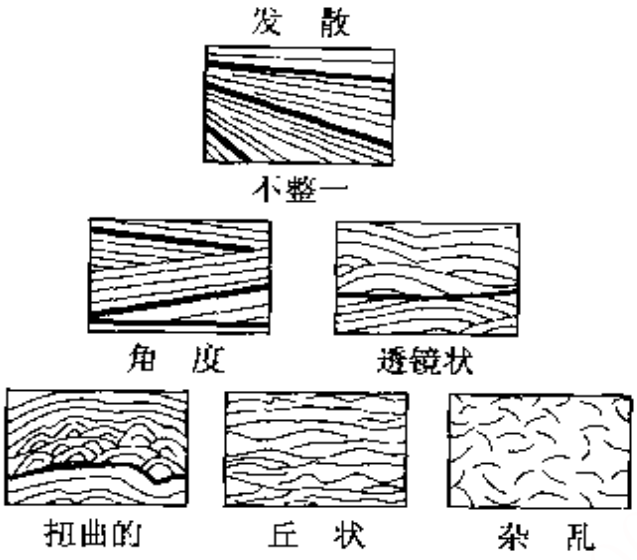


图 4 7 地震相特征

段不同地震相的投影，然后再在平面地震网上绘制出不同地震相的平面分布，编制地震相的平面分布图（图 4－8）。

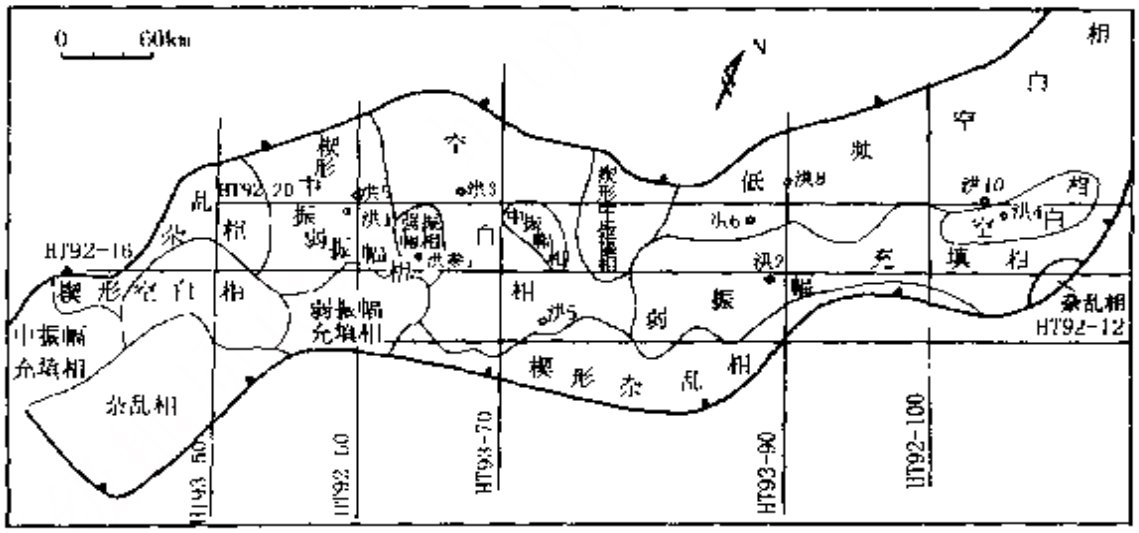


图 4－8 地震层序地层学研究（据刘震等，1999）

图示某湖盆水侵体系域内的地震相平面分布图

（3）将地震相转换为沉积相，有钻井的情况下，通过过井地震剖面与录井资料的相互标定，结合不同沉积体的外部形态及内部结构特征，确定研究区不同地震相所代表的沉积相。没有钻井

的情况下，与标准的地震相模式以及邻近已勘探同类盆地相对比，将地震相转换为沉积相。

（4）将地震相转换为沉积相时要注意的问题，在转换时，应尽可能将地震、测井、岩性等多种信息综合解释；应优先对过井剖面进行分析以确定地震相所代表的沉积相；注意首先解释具特殊反射结构和外形的地震相；应从已有的盆地大地构造性质、岩石学等资料出发，研究各地震相的组合关系，以确定各类沉积体、沉积相及沉积体系的轮廓和分布。在划分沉积相和储集体的边界时，常用方法包括利用反射结构边界，特殊外形地震相单元边界、反射振幅、频率和连续性变化，速度—岩性解释的砂岩百分含量图上的高值区轮廓，以及钻井资料外推和内插等。

（5）恢复各体系域内沉积相的分布，在同一体系域内作出沉积相的平面图或垂向剖面图（图4－9）；

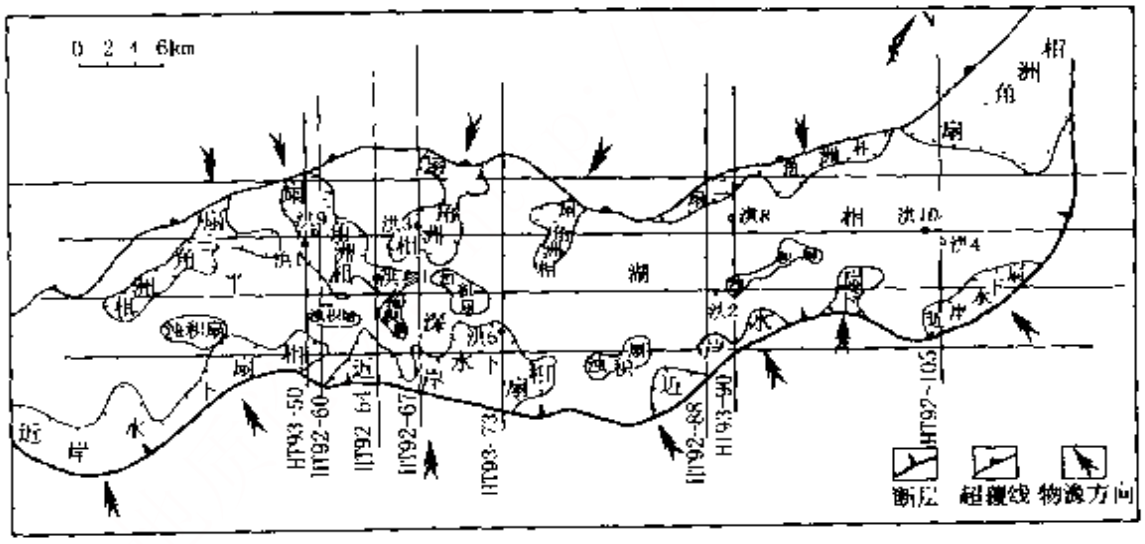


图4－9　地震层序地层学研究（据刘震等，1999）

图示某湖盆水退体系域经地震相转换的沉积相平面分布图

五、生、储、盖组合研究

在各体系域内进行可能的生、储、盖各自分布特征及相互配制关系的研究，进行分布预测，编制生油岩、储集岩及盖层的等厚图（图4－10）。

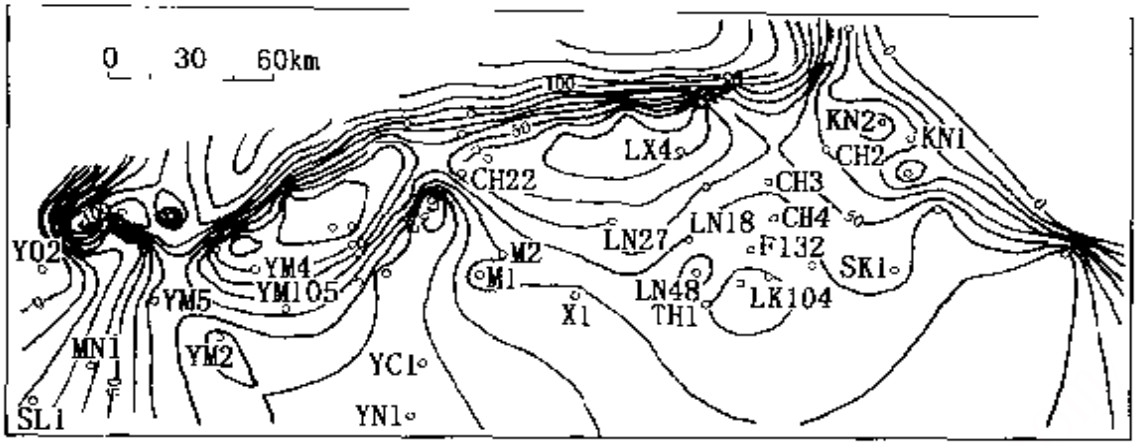


图 4－10　某湖盆水侵体系域内的砂岩等厚图（据符翔，1997）

第三节　井下层序地层学研究

井下层序地层学研究主要是利用岩心和各类测井曲线进行层序地层的研究，由于井下地层研究在垂向上有很高的分辨率和连续性，因此，在油气勘探为目的的层序地层学研究中占有重要的位置。在充分收集岩心、测井、生物地层、合成记录等大量钻测井资料的基础上，识别每口井中湖平面升降旋回单元、层序的体系域边界，建立井间年代地层和生物地层的对比关系并对油气出勘探目标进行评价。首先在深入研究岩心、岩屑、测井曲线特征及沉积相特征的基础上进行层序和体系域的划分、层序年代的标定，对比和标定准层序，确定准层序地层形式，分析沉积环境；在准层序对比网络中将层序和体系域边界联系起来，并建立钻测井层序划分方案与地震响应之间的关系；绘制层序地层横剖面图、年代地层单元等厚图、年代地层单元顶面构造图以及各体系域等厚图等图件，对生、储、盖层作出科学的评价。研究步骤如下。

一、分析剖面的选择

（1）选择垂直区域沉积走向的多井点作为一条分析剖面，以识别出尽可能多的沉积相类型，也有利于沉积旋回的划分与研究；

（2）所选的井尽可能被地震剖面所连，以利于进行井—震对比研究及井间的对比研究；

（3）尽可能选择取心较全的井，以利于进行高分辨率层序地层学研究；

（4）一般选择1∶1000或1∶2000的测井曲线剖面，并配以岩性柱和指相标志。

二、层序边界的识别及层序划分

（1）从岩心上识别层序边界，利用岩心上反映出的沉积地质标志（参见图3-7和图3-10）、古生物标志（图3-11和图3-12）、地球化学标志（图3-13）及成岩作用标志（图3-14）识别层序边界，这在前面已有详细介绍。

（2）识别最大湖泛面，由于凝缩段极薄，通常为几厘米至数十厘米，故在野外易忽略，在地震剖面上难以识别，然而由于弯曲型的测井响应特征，在测井曲线上易于识别。通过钻井岩心化石丰度或分异度的分析和测井曲线特殊值的解释，提出具年代意义的界面，并把相应的古水深及生物事件与测井曲线进行对比，并标定在测井曲线上，可作为划分对比层序的重要时间界面。

（3）从测井资料上识别层序边界，根据倾角测井资料反映的地层倾角的变化（图4-11）、测井曲线的接触关系的突变（图4-12）及FMI资料等也可进行层序边界的识别。

（4）划分单井层序及建立单井层序格架，在层序边界的识别及确定层序边界级别的基础上进行单井内不同级别层序的划分，建立单井层序地层格架（图4-13）。

三、沉积相研究

（1）从岩心及岩屑上研究沉积相，根据不同的沉积相标志，确定不同的沉积相、亚相及微相类型及特征；

（2）建立各类微相、亚相或沉积旋回的测井曲线响应模式（图4-14），根据取心段的岩性特征及电性特征建立不同沉积类型的测井响应模式，运用此模式对非取心段的井段进行沉积相标定；

（3）建立单井层序地层及沉积相剖面，在层序划分的基础上，在同一层序内进行沉积相、亚相和微相的详细研究和划分（图4-15）。

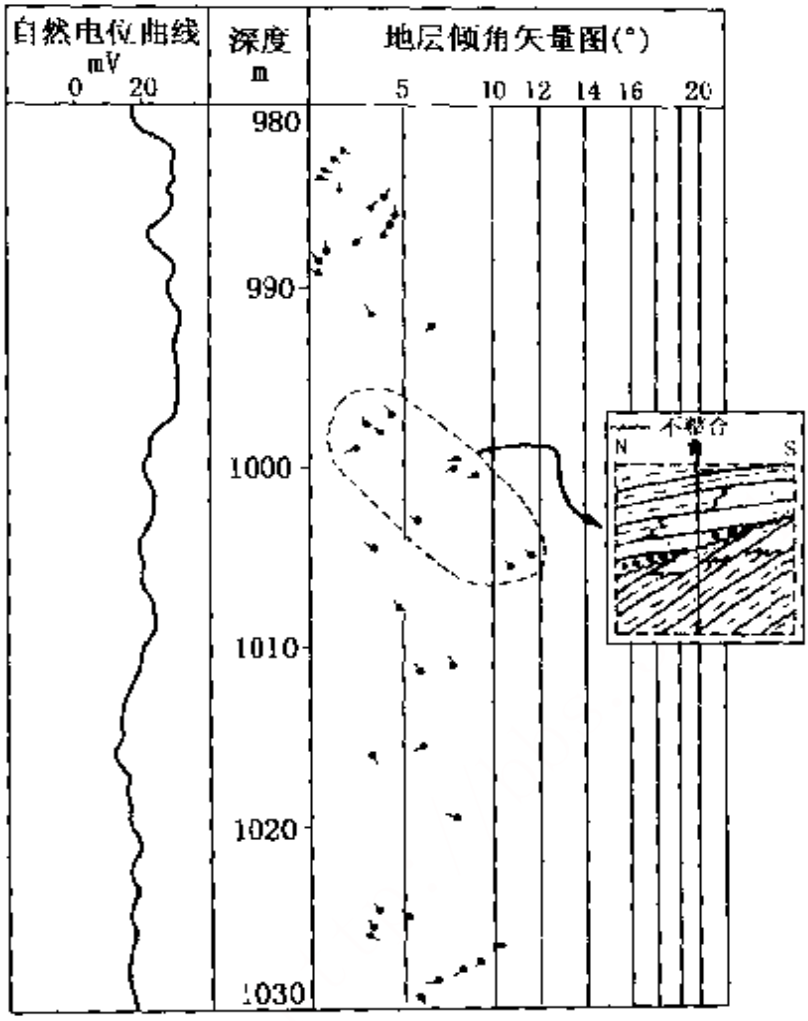


图 4-11 东营凹陷某井 E_3 附近地层倾角矢量图

（据纪友亮等，1996）

根据沉积相的变化划分体系域、按沉积层的叠置方式进行准层序组、准层序的划分，详细确定沉积相在平面上和垂向上的变化；在研究区内建立准层序的测井响应模型，在此基础上进一步进行准层序组及体系域的测井响应特征分析。

四、平面层序地层及沉积相研究

在单井层序分析的基础上，按点—线—面逐步展开，进行测井曲线的层序或体系域对比，对不同层序、体系域在时间、空间上的演变规律获得较清晰的认识。在进行层序对比时，要在上述时间框架的基础上，确保同一体系域或层序在时间、空间上相序

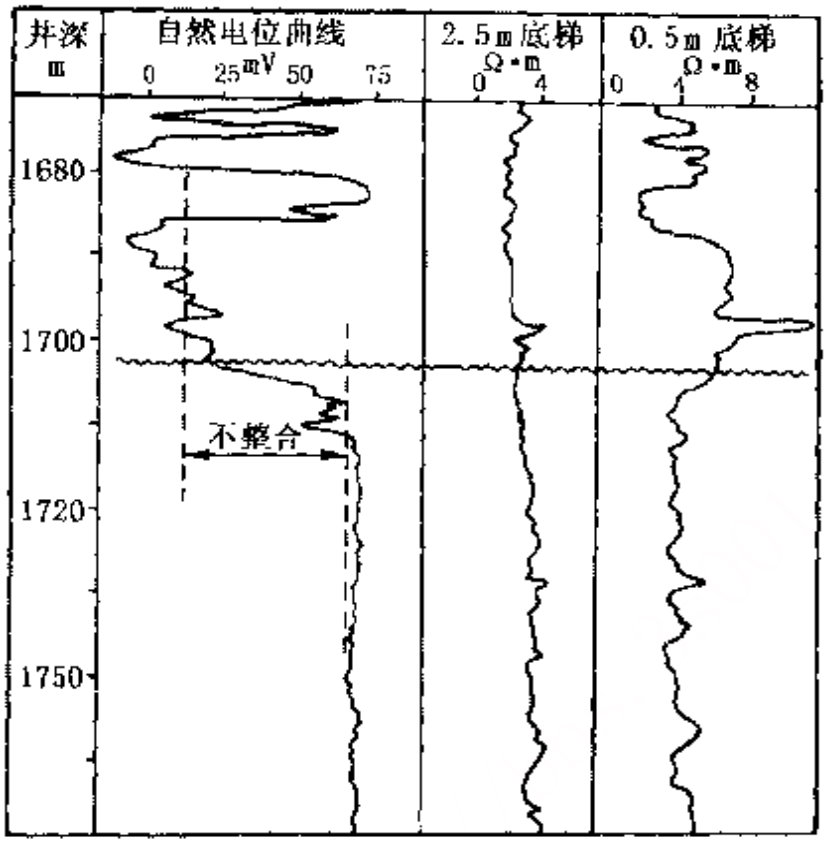


图 4－12　东营凹陷纯 8 井第 8 层序顶界
电测曲线响应特征（据纪友亮等，1996）

变化的协调一致性，即岩相展布的有序性和沉积条件的一致性。在对多井进行精细的横向和垂向上地层旋回及沉积相对比的基础上建立研究区层序地层格架（图 4－16）。

五、生、储、盖组合研究

在建立区域层序地层格架的基础上，进行不同体系域内生、储、盖的纵、横向预测。

实际上，在具体操作时，露头、地震和井下三种层序地层学研究通常是相互补充、相互验证而融为一体的。如图 4－17 所示为不整合界面的识别，露头、地震及测井曲线上的标志的相互验证使我们能将三种分析得出的结果统一起来。又如图 4－18 所示，在资料不足时露头与井下资料的相互补充可以弥补各自资料的缺陷。利用不同的资料，遵循类似的分析步骤并将所得的相同

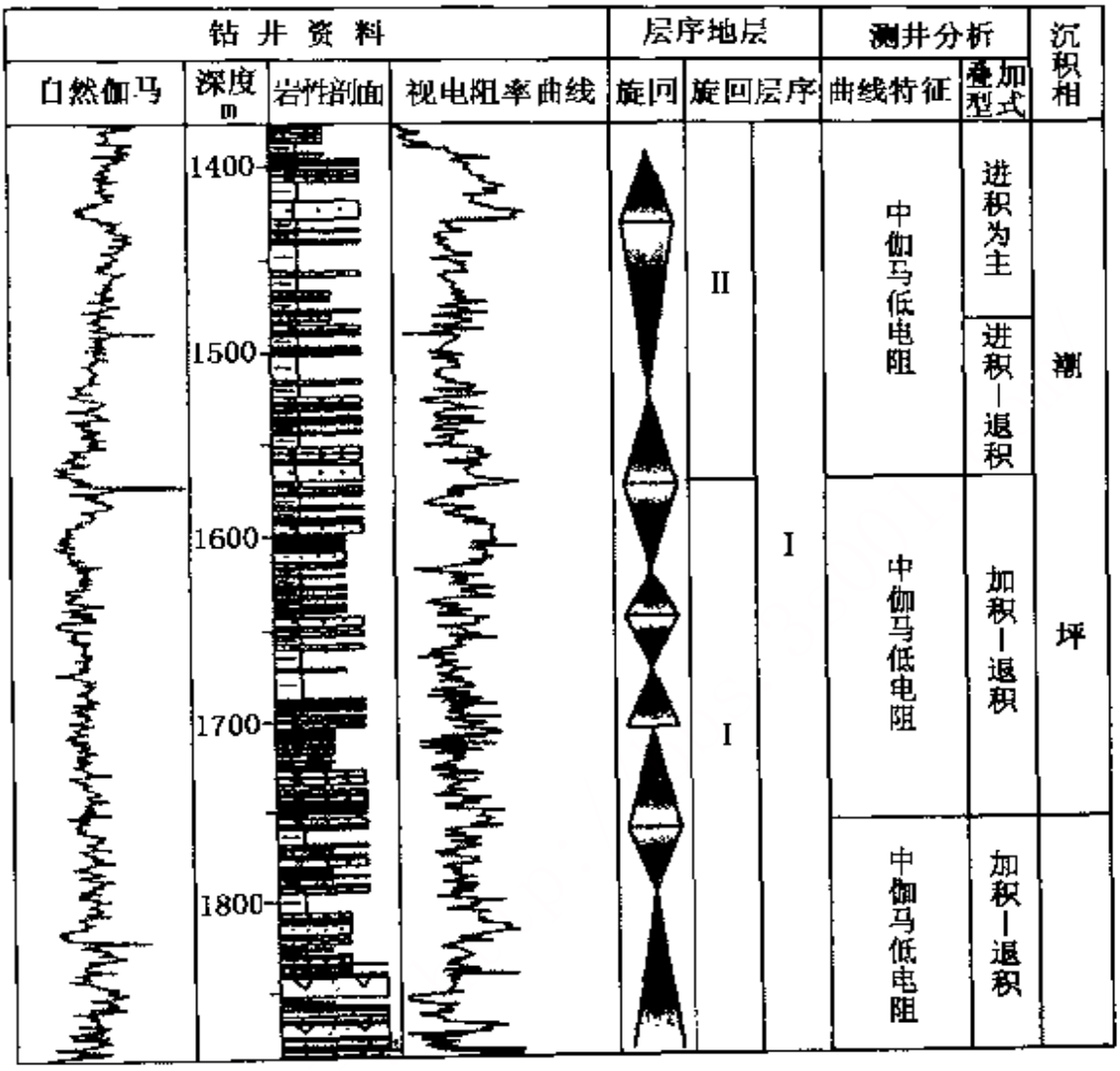


图 4－13　井下层序地层学研究（据樊太亮等，1999）

图示单井沉积相及不同级别层序旋回的识别

类型的分析结果进行相互对比及验证，如可对利用三种方法得出的沉积相平面分布图、生储盖平面分布图进行相互对比，并在此基础上进行相互拟合，就可能得出最合理的区域性勘探评价图，以避免我们作出错误的勘探区块优选意见。

这里必须指出的是，在进行露头、地震、测井层序地层学研究前应对全盆地的构造格局演化、断裂情况、沉积演化、沉积相分布、全盆地生储盖组合等有一个总体的了解，否则便会“一叶障目不见森林”。

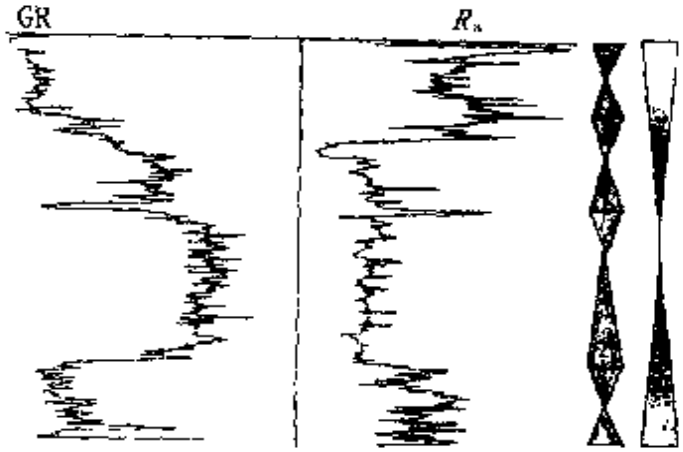


图 4－14　退积—进积对称型叠加样式的测井响应特征（据樊太亮等，1999）

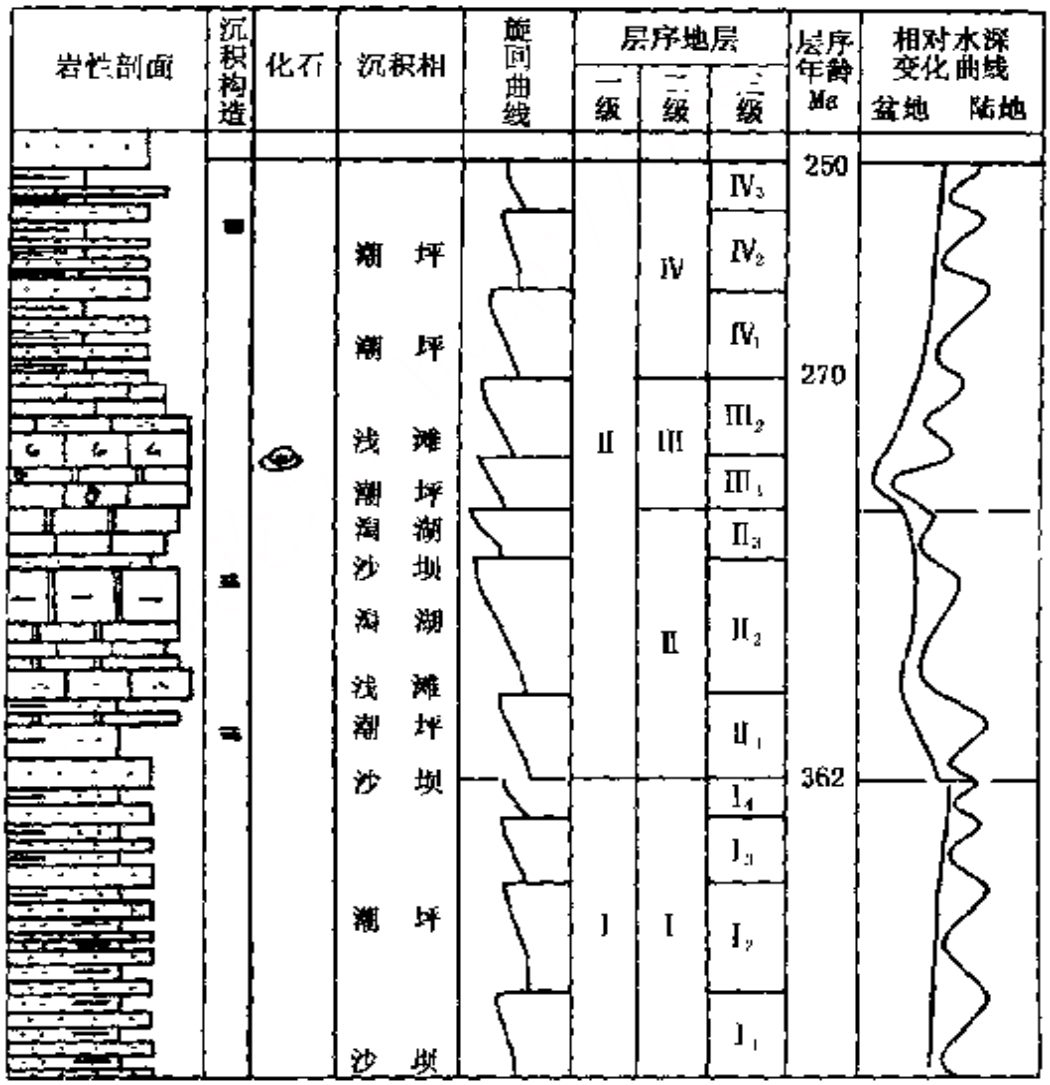


图 4－15　井下层序地层学研究（据樊太亮等，1999 修改）
图示单井层序及沉积相的综合研究

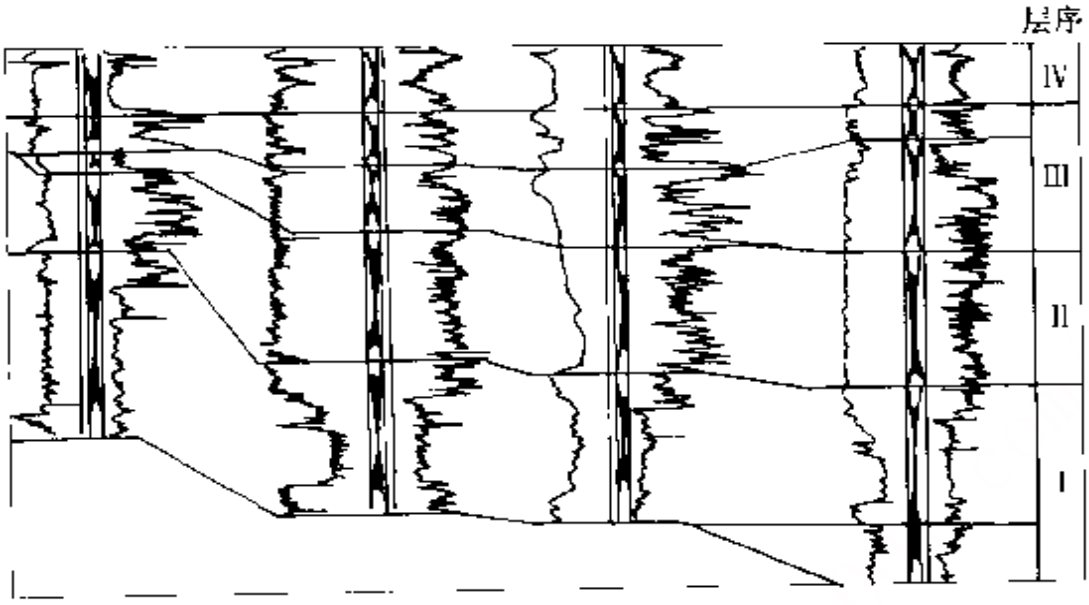
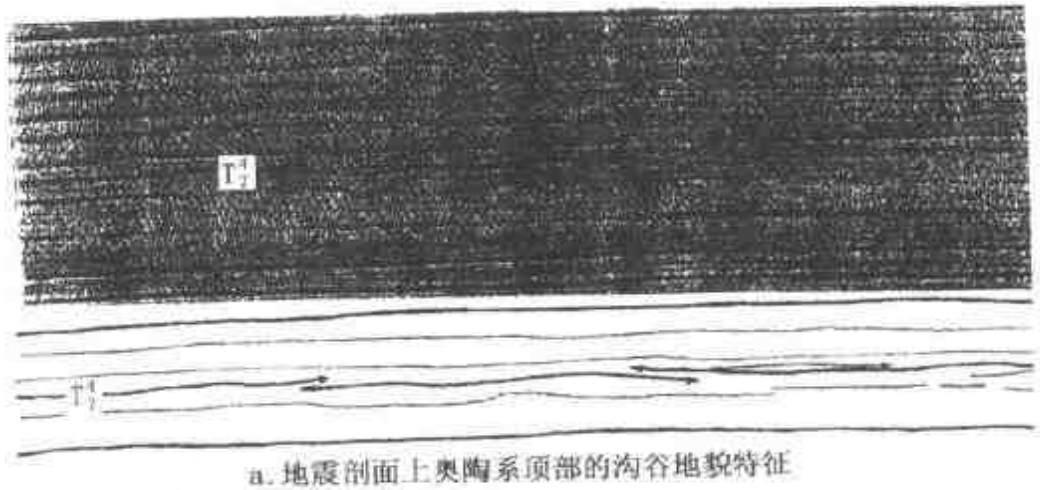
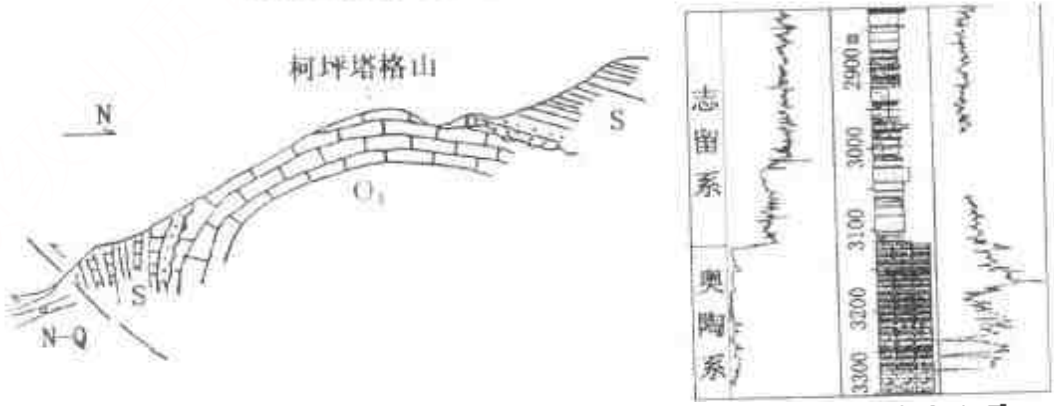


图 4－16　井下层序地层学研究（据樊太亮等，1999 修改）
图示不同层序的横向对比



a. 地震剖面上奥陶系顶部的沟谷地貌特征



b. 露头上奥陶系顶部的不整合特征　　c. 钻井资料上奥陶系顶部的不整合特征

图 4－17　地震、露头及井下资料综合判断不整合面的实例
（据樊太亮等，1999）

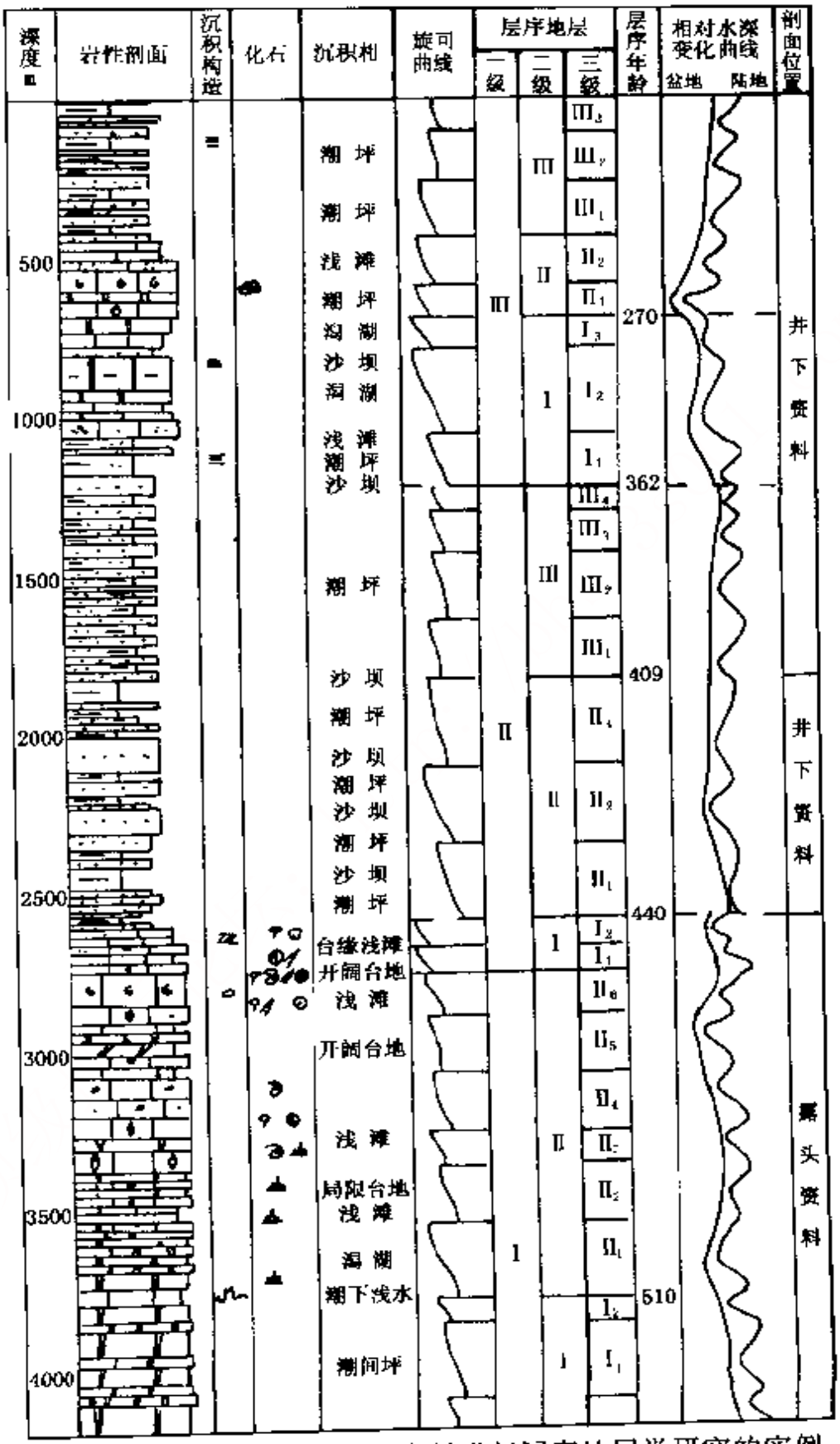


图 4－18　综合井下及露头资料进行层序地层学研究的实例
（据樊太亮等，1999 修改）

第五章　陆相层序地层模式与隐蔽圈闭

层序地层学中不同体系域或不同准层序中生储盖类型是有明显差别的，一般可以从体系域或准层序的类型上大致推断生储盖组合的面貌。由于地层及岩性圈闭是因储层岩性横向变化或因纵向沉积连续性中断而形成的圈闭，因此，地层及岩性圈闭的形成必然与层序地层框架的形成密切相关。目前，人们普遍认为，层序地层学是研究和预测隐蔽圈闭（地层及岩性圈闭）的最理想手段，因为每一种地层圈闭都是地层框架内一个特定的地层单元，层序地层框架实际上是一幅各类地层及岩性圈闭汇总模式的底图。含油气系统强调油气生成、运移、聚集的同一性，即每个含油气系统受一定烃源岩和封盖层的限制，均为相对独立的油气形成体系。而一定的烃源岩和（或）封盖层的形成受一定的沉积条件控制包括湖平面变化、构造沉降、古气候及物源供给等四大因素。这些因素控制着生储盖层在时空上的分布，如同沉积层序一样也表现出时间上的旋回性和平面上的等时性。因此，层序地层与含油气系统有其内在的联系，它们两者结合起来可更准确的认识成藏特点和成藏规律，更有效地指导油气勘探。

第一节　坳陷型湖盆层序地层模式与隐蔽圈闭

坳陷型湖盆一般发育在构造断陷的后期，整个湖盆区及周边构造活动相对较弱，断裂不甚发育，地形高差相对变小，湖盆一般表现为宽浅，深湖区所占的比重相对较少，盆地在充填过程中逐渐变浅，湖盆地形坡度比较平缓且简单。

由于构造活动较弱、地形平缓简单，因而，在湖盆的长轴方向上往往发育正常的三角洲，而在短轴的两侧仅发育小型三角洲

或滨浅湖沉积，只有部分地形相对较陡地区发育少量的扇三角洲和在部分浅湖和深湖区发育少量的重力流沉积。

由于坳陷湖盆两侧地形和沉积特征基本相似、变化远不如断陷湖盆两侧变化大，在地层的层序中难以找出一个能区分低位体系域和湖侵体系域的界线，往往只把坳陷湖盆的体系域划分为湖侵体系域和湖退体系域（图 5－1）。

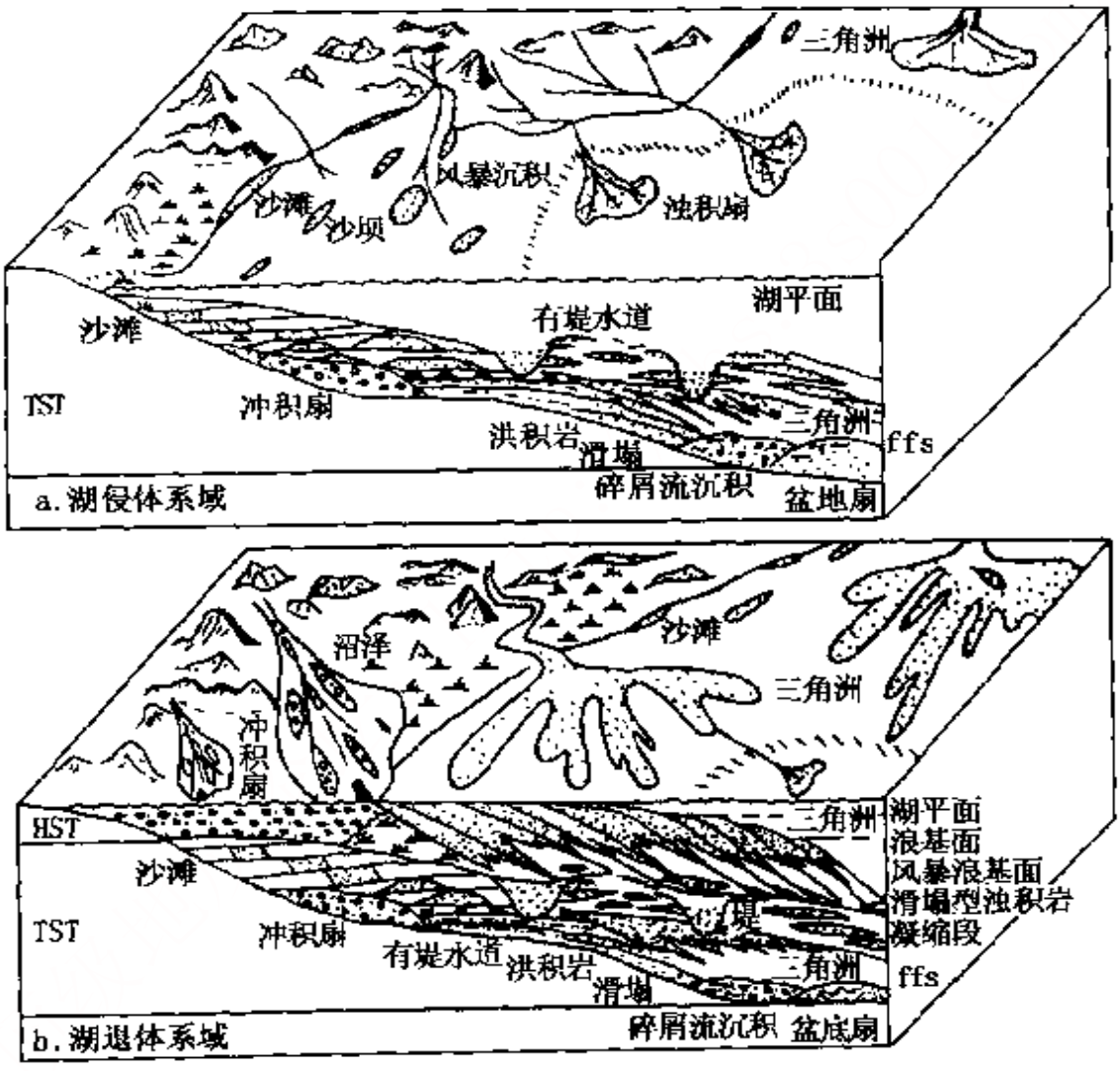


图 5－1　松辽盆地坳陷型湖泊体系域特征
（据魏魁生，1996 修改）

湖侵体系域沉积的早期，湖侵速度较慢，河流三角洲砂体和滨湖砂体有充分的时间受波浪簸选，可以形成分选性和磨圆度均

较好的三角洲前缘砂体、滨浅湖砂体和沿岸沙坝的砂体，这些砂体是比较好的储层。在进一步湖侵的过程中，上覆细粒的半深湖相和深湖相泥岩，形成良好的储盖组合的岩性或地层圈闭。甚至湖侵初期，在湖泊的偏中心位置发育有浊积砂体，上覆深湖相泥岩就可以形成岩性圈闭（图 5－2）。但应该指出的是湖侵体系域中的储层除浊积砂体以外，一般相对较薄，以几米和十几米为多，只有当沉积物源极大地丰富时才会有比较厚层的砂体。湖侵体系域中的相对较深水区发育有凝缩段，在凝缩段上下则可以找到优质的烃源岩，而湖相的优质烃源岩以沉积中心区最厚，向浅湖区变薄，成为双凸透镜状，烃源岩质量也由沉积中心向浅湖方向变差。湖侵凝缩段和有关层段及平缓滨浅湖中沉积的泥岩和膏泥岩成为优质的盖层。

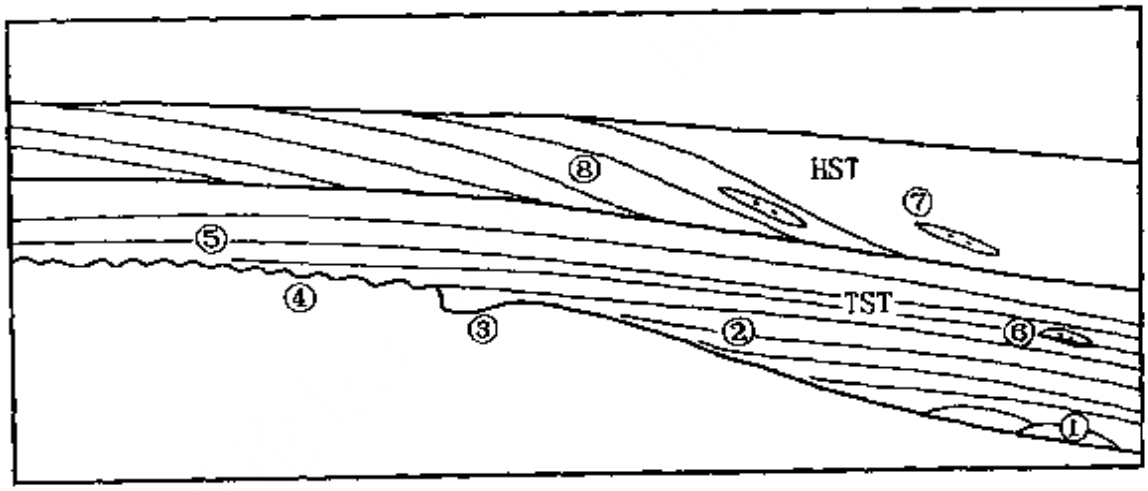


图 5－2　松辽盆地坳陷型层序地层与地层圈闭关系（据朱筱敏，2000 修改）

①—盆底扇；②—低位三角洲前缘；③—河谷；④—不整合面；

⑤—湖侵滩坝或上倾尖灭；⑥—湖侵浊积扇；⑦—高位滑塌浊积扇；

⑧—高位三角洲前缘

湖退体系域沉积时，初期由于水进的速度比较缓慢而陆源物质的供给超过了湖侵所提供可容空间增加的速度，总体上反映出湖退。早、中期的湖退速度相对较慢，陆源带来的大量碎屑物质可以在滨湖地区沉积下来形成三角洲砂体、滨浅湖砂体，并经过波浪较长时间的搬运和簸选，沉积物无论是成分和结构成熟度都

比较高。后期的粗粒沉积物快速叠加，可以形成有一定厚度、沉积物的储层物性又比较好的、下一次的湖侵细粒湖相泥岩可以覆盖这套高位体系域的储层。从而对这套储层来说，下部有好的湖相生油岩，本身是厚度大、物性好的储层，上部覆有湖侵体系域的泥岩和滨浅湖区的泥岩和膏泥岩作为盖层，组成配置优良的生储盖组合（表5－1），可以形成理想的生储盖组合的地层和岩性圈闭。应该说湖退体系域是储层最发育的层系。

表5－1　坳陷型盆地湖进和湖退体系域与油气圈闭关系

（据康安，1999修改）

体系域	生气层	储集层	盖层	运移方式	圈闭
湖侵体系域	顶部最大湖泛面对应的凝缩段	滨浅湖砂体以及三角洲砂体	凝缩段和其他时期湖泛泥岩	垂直运移	同生背斜以及地层岩性与断层组合的圈闭
湖退体系域	滨湖沼泽炭泥岩	滨浅湖细粒砂岩和细砂岩	湖泛泥岩及膏岩层	垂直运移	同生背斜以及地层岩性与断层组合的圈闭

第二节　断陷型湖盆层序地层模式与隐蔽圈闭

断陷型湖盆的生成发展受控于盆地边界的同生大断裂活动。若盆地两侧均发育边界同生断层，则形成地堑型陆相盆地；若盆地一侧存在阶段性活动的边界同生断层，则形成箕状型陆相盆地。断陷型湖盆由于同生断层的发育一般可识别出低位体系域、湖侵体系域及高位体系域，同一体系域内陡坡带、深洼区及缓坡

带的沉积层序特征明显不同。

低位体系域沉积时，较大面积出露地表，陆源沉积物被搬运到盆地内形成储集性较好的浊积砂体（图 5－3）。盆地陡坡的冲积扇或扇三角洲砂体的粒度粗、结构混杂，储集物性较差。盆地缓坡河流沉积的是在湖侵体系域早期，由早期河流沉积物被湖浪改造而充填形成的分选好、泥质含量少、侧向变化快的砂体，易形成地层圈闭。低位体系域往往不具有品质良好的烃源岩（表 5－2）。

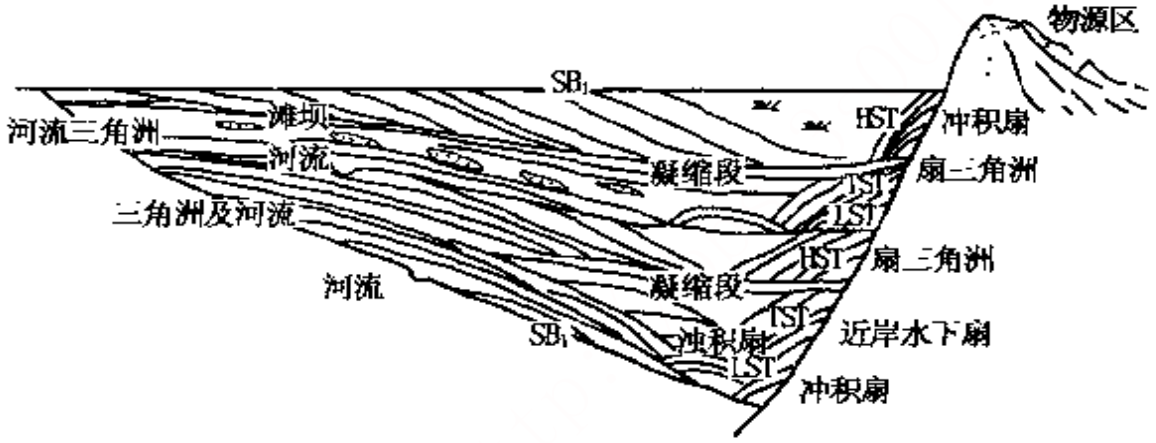


图 5－3　断陷湖盆地层模式与沉积体系
（据朱筱敏，1995 修改）

湖侵体系域发育品质良好的烃源岩，即生油凝缩段。盆地缓坡发育滨浅湖或水进式三角洲砂体储层，它与湖侵体系域的湖泛泥岩间互构成良好储盖组合的储层。陡坡发育的洪水型浊积扇砂体直接被沉积在较深水暗色泥岩之中，形成良好的岩性圈闭。

高位体系域发育早期的盆地深洼区发育色暗质纯、分布相对较广的烃源岩（表 5－2）。高位体系域发育的晚期，在盆地缓坡发育河控型三角洲，在湖盆陡坡发育扇三角洲，在盆地的断垒带之上发育沿长轴方向分布的三角洲，在盆地深洼区发育滑塌型浊积扇（图 5－3）。高位体系域是某一层序中储集砂体最为发育、储集物性最好、油气资源量最多的层段。

表 5－2　断陷型湖泊层序地层在油气勘探中的应用（据朱筱敏，2000）

体系域	烃源岩	储　层	盖　层	运　移	圈　闭
高位体系域	高位体系域早期陡坡和深洼区较深水湖相泥岩，下伏生油凝缩段	缓坡三角洲、陡坡扇三角洲和深洼区浊积扇	高位期湖泛泥岩，缓坡和陡坡岩性侧向变化封堵	同期烃源岩直接供油，下伏生油凝缩段油气向上运移	缓坡三角洲前缘、深洼区浊积扇和陡坡扇三角洲前缘岩性圈闭
湖侵体系域	湖侵体系域顶部和向盆中央一侧	深洼区浊积扇、水进三角洲前缘	湖侵体系域顶部泥岩	生油凝缩段的侧向和向下油气运移	深洼区较孤立的浊积扇砂岩圈闭、水进三角洲前缘岩性圈闭
低位体系域	低位体系域下部局部较深水泥岩，上覆生油凝缩段	盆底扇、河谷及水进三角洲砂体	生油凝缩段和低位湖泛泥岩	生油凝缩段向下运移，深部油源的垂向运移	—

第六章　陆相层序地层学研究中的基本图件

进行陆相层序地层学研究需要编制一些基本图件，主要有：

（1）实际的地震剖面图上划分出三级以上的层序边界，各三级层序中可能的体系域（参见图 3－19）；

（2）地震相反射特征为依据作出的不同体系域的地震相平面分布图（参见图 4－8）；

（3）三级层序以下的体系域、准层序组、准层序为单元的砂岩平面等厚图、砂岩指数平面分布图、等孔隙度图等（参见图 4－10 和图 6－1）；

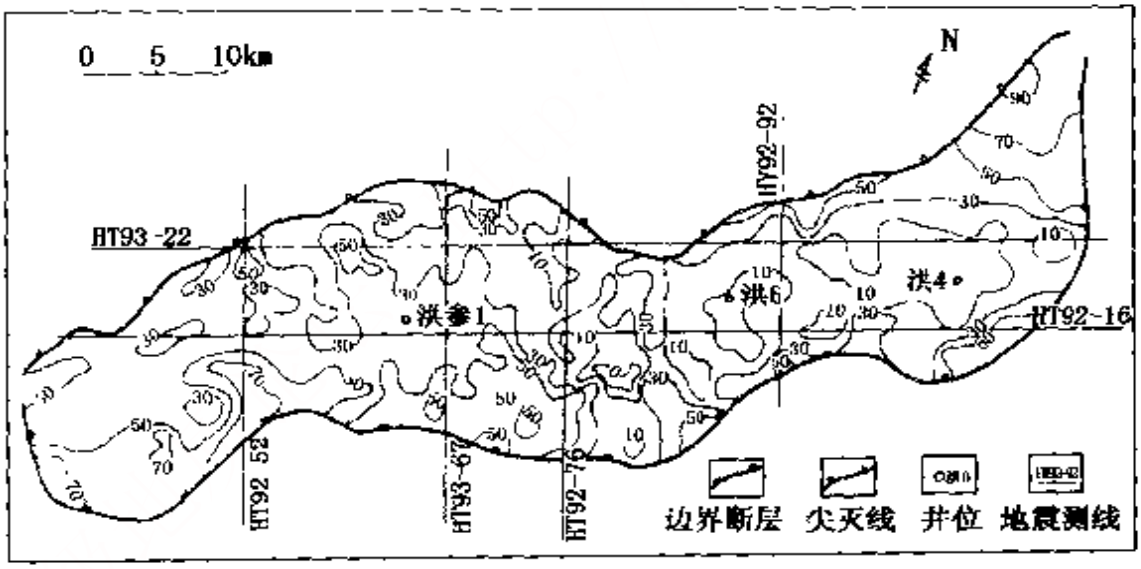


图 6－1　某湖盆湖退体系域砂岩指数（%）百分比等值线图
（据刘震等，1999）

（4）三级层序以下的体系域、准层序组、准层序为单元的沉积相、亚相、微相平面分布图（参见图 4－9）；

（5）垂向上地层，沉积相、亚相、微相、储层性能变化、储盖组合等对比图（参见图 4－13、图 4－15 和图 4－16）；

(6) 生油岩、储层和盖层的分类预测平面图（图 6－2 和图 6－3）；

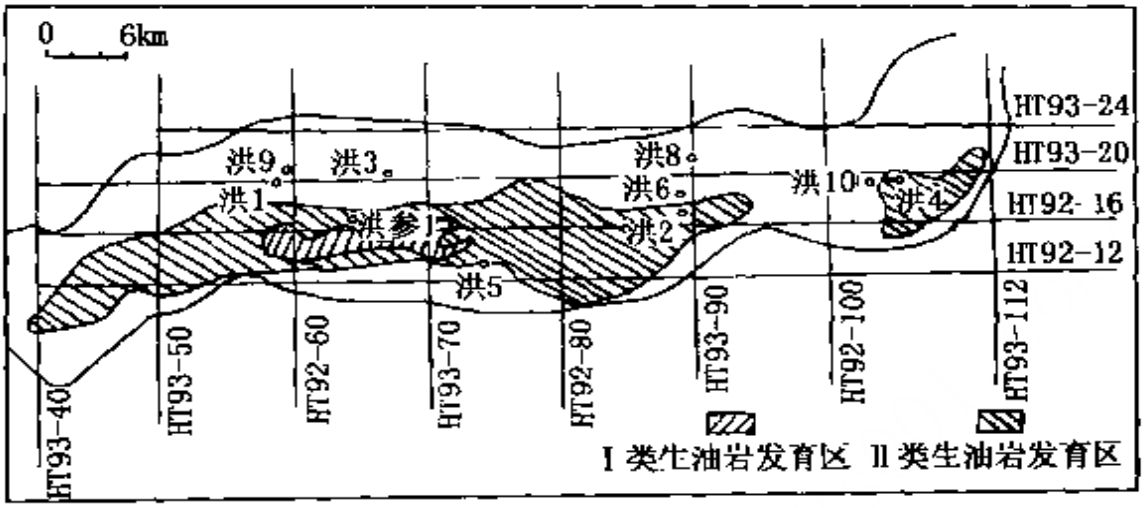


图 6－2 某湖盆体系域的储层评价图
（据刘震等，1999）

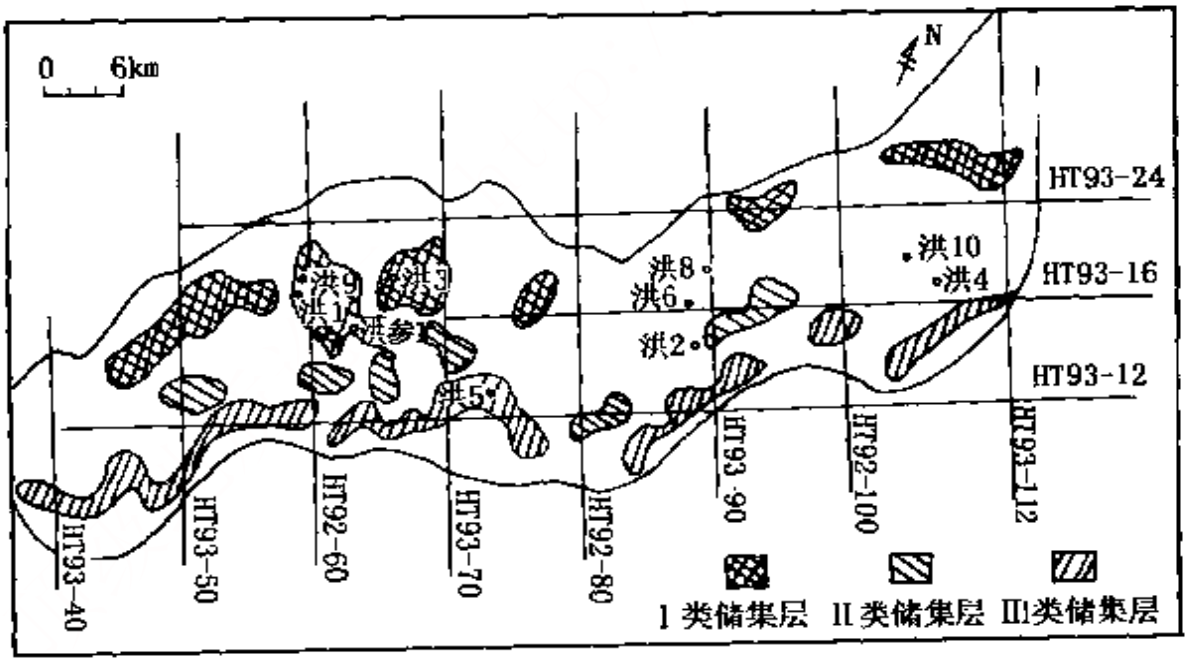


图 6－3 某湖盆湖侵体系域的烃源岩评价图
（据刘震等，1999）

(7) 勘探有利区块、区带预测图。

所有的图件要以勘探的实际需要为目的，选择合适的比例

尺，必需能够比较准确地预测生、储、盖的分布和可能的油气有利聚集区带为目的。

层序地层学的发展方兴未艾，而且随着理论的深化和技术的进步，必将对油气勘探产生更重要的影响。其发展趋势是陆相层序地层学和高分辨率层序地层学将成为势不可挡的潮流。在海相经典层序地层学的原理基础上将向深度和广度发展，陆相层序地层学领域完全有可能建立一套适合自身特色的完整理论体系、方法技术和术语名词。通过计算机的定量模拟，使层序地层学由定性研究向定量研究发展。同时，通过地震、测井和地质方法综合研究生储盖的发育特征，从而更精细有效地指导油气勘探。

参 考 文 献

邓宏文. 1995. 美国层序研究中的新学派. 石油与天然气地质，16（2）：89～97

刘震等. 1999. 层序地层框架与油气勘探. 北京：石油工业出版社

纪有亮等. 1996. 陆相断陷湖盆层序地层学. 北京：石油工业出版社

池秋鄂编. 1999. 层序地层学原理及在油气勘探开发中的应用. 北京：石油工业出版社

李思田等. 1992. 鄂尔多斯盆地东北部层序地层及沉积体系分析——侏罗系富煤单元的形成、分布及预测基础. 北京：石油工业出版社

朱筱敏编著. 1995. 含油气断陷湖盆盆地分析. 北京：石油工业出版社

朱筱敏编著. 2000. 层序地层学. 东营：石油大学出版社

吴因业等. 1996. 煤层——一种成因层序边界. 石油学报，

吴因业等编著. 2000. 含油气盆地层序解释技术与应用. 北京：石油工业出版社

姜在兴等. 1994. 黄河三角洲现代沉积研究［M］. 东营：石油大学出版社

姚益民等. 1992. 中国油气区第三系（Ⅳ）渤海湾盆地油气区分册. 北京：石油工业出版社

林克湘等. 1994. 地面－地下对比建立储层精细地质模型. 北京：石油工业出版社

顾家裕. 1995. 陆相层序地层学格架概念及模式. 石油勘探与开发，（4）

顾家裕主编. 1996. 塔里木盆地沉积层序特征及其演化. 北京：石油工业出版社

顾家裕等. 2001. 层序地层学回顾与展望. 海相油气地质，6（4）

顾家裕等编. 1997. 层序地层学及其在油气勘探开发中的应用. 北京：石油工业出版社

解习龙等. 1996. 陆相盆地幕式构造旋回与层序构成. 地球科学，(1)

蔡希源等. 1999. 陆相盆地层序地层学研究中几个问题的探讨. 现代地质，(3)：287～290

裘怿楠等著. 1997. 中国陆相油气储集层. 北京：石油工业出版社

魏魁生. 1996. 非海相层序地层学——以松辽盆地为例. 北京：地质出版社

魏魁生等. 1997. 松辽盆地白垩系高分辨率层序地层格架. 石油与天然气地质，18 (1)

Armentrout, J M. 1993. Integrated stratigraphic analysis－a multidisciplinarg approach to defining basin history. Short course No. 3, USGS Genetic Stratigraphy. Denver Colorado

Cross, T A. 1994. High-resolution stratigraphic correlation from the perspective of base-level cycles and sediment accommodation. In: Proceedings of Northwestern European Sequence Stratigraphy Congress, 105～123

Jervey, M T. 1988. Quantitative geological modeling expression. In: Wilgus, C K , Hastings, B S , Kendall, C A and Van Wagoner, J C (eds) Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 47～70

Posamientier, H W, Jervey, M T, Vail, P R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I－ conceptual framework. SEPM Special Publication 42, 69～125

Shanley, K W and McCabe, P J. 1991. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy. Journal of Geology, 101, 279～294

Shanley, K W and McCabe, P J. 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework - a case history from the upper Cretaceous of southern Utah, U. S. A. In: Flint, S S and Bryant, I D (eds) The geological modeling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 15, 21～56

Sloss, L L. 1963. Sequence in the cratonic interior of North America. Geol. Soc. Am. Bull., 93～114

Vail, P R, Mitchum, R M, and Thompson S III. 1977. Global cycles of relative changes of sea level. AAPG Memoir 26, 83～97

Vail, P R. 1988. Sequence stratigraphy workbook, fundamentals of sequence stratigraphy. 1988 AAPG annual convention short course: sequence stratigraphy interpretation of seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A W editor: AAPG Atlas of seismic stratigraphy

Vail, P R, Audemard, F, Bowman, S A, Einser, P N and Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: Einsele, G, Ricken, W and Seilacher, A (eds) cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 617～659

Van Wagoner, J C, et al. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. AAPG Methods in Exploration Series 7

Van Wagoner, J C. 1995. Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits: Terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy. AAPG Memoir 64