

# 瑞士中部布尔迪加尔期上部海相磨拉石群 沉积层序、地震相、沉降分析及其演化

曾 康 节译

(四川省水利电力研究所)

[内容提要] 北阿尔卑斯中部前陆盆地中, 布尔迪加尔期上部海相磨拉石群地震和钻孔资料的沉积学解释可以对浅海体系结构进行细致的重建。根据地震相可以分为滨前/前滨、近滨和远滨沉积体系。地震测线上的地震相填图显示有两套进积层序(卢塞恩组和圣加伦组), 其间为不整合界线。

沉降分析表明, 上部海相磨拉石群的演化主要由构造沉降和沉积物供给来控制。卢塞恩组和圣加伦组远端超覆以及浅海环境的建立是由远端沉降速率加大并伴有沉积物供给速率加大引起的。可见, 卢塞恩组和圣加伦组层序界线的形成和圣加伦组末期海退是由盆地远端的抬升而控制的。

上部海相磨拉石群的沉降和沉积物通量分析对认识阿尔卑斯北部构造和侵蚀历史有重要作用。由阿勒地块的底侵作用和瑞士推覆体的逆冲作用引起的阿尔卑斯北部末端外序列层序加厚可解释为受盆地远端抬升和层序边界形成所控制。下部陆相磨拉石群逆冲席状体俯冲到磨拉石沉积之下, 并伴随着阿尔卑斯北部侵蚀的加强, 引起了造山带楔状体前端内序列地壳加厚, 从而导致主要造山带负载位置向北迁移, 引起磨拉石盆地沉积物供给增加。这些作用受盆地沉积中心向远端迁移以及卢塞恩组和圣加伦组远端超覆所控制。

## 1 地质背景

现代阿尔卑斯山/磨拉石盆地体系是晚白垩世—中新世非洲亚得里亚海角同欧洲板块之间陆-陆碰撞的结果, 碰撞造成始新世后的缩短量为 120km (Schmid, 等 1996)。Laubscher (1990), Pfiffner (1992) 和 Schmid 等 (1996) 根据地球物理资料, 认为两个板块之间的碰撞发生时, 亚得里亚下地壳插入到南倾的欧洲下地壳和欧洲上地壳之间。

瑞士中部的上部海相磨拉石群是晚白垩世—中新世北阿尔卑斯前陆盆地的一部分 (图 1A), 阿尔卑斯北部前陆盆地已被解释为阿尔卑斯逆冲楔状体演化过程中构造负载的机械响应 (Homewood 等, 1986; Sinclair 等, 1991; Schlunegger 等, 1997)。该盆地的沉积演化可以分为早期的深水阶段和晚期的浅水/大陆阶段, 分别被认为是复理石和磨拉石。磨拉石一般可细分为四个岩石地层单元: 下部海相磨拉石 (UMM)、下部陆相磨拉石 (USM)、上部海相磨拉石 (OMM) 和上部陆相磨拉石 (OSM), 并形成两个向上变浅的巨层序。最老的巨层序由鲁培尔期的下部海相磨拉石组成, 下伏于下部陆相磨拉石的夏特期和阿启坦期河成碎屑岩; 第二超层序由浅海砂岩 (上部海相磨拉石) 组成, 夹有逆冲前缘的扇三角洲沉积, 其底部为布尔迪加尔期超覆体 (Berli, 1985; Keller, 1989; Hurni, 1991; Schlunegger 等, 1993)。该巨层序下伏于兰哥期—塞拉瓦尔期的上部陆相磨拉石河成碎屑岩。

前陆盆地南部边界, 亚阿尔卑斯磨拉石逆冲席状体下伏于瑞士推覆体之下。代表盆地

更远端沉积的高原磨拉石主要呈水平展布并向阿尔卑斯造山带缓倾斜,但是,在高原磨拉石之下的下部陆相磨拉石逆冲席状体的同沉积板下作用导致高原磨拉石产生反冲作用,形成经典的构造三角带(图 1B)(Vollmayr 和 Wendt, 1997)。

横断剖面(测线 8307)分布在瑞士中部地区,从盆地北缘到阿尔卑斯逆冲前缘横穿高原磨拉石。上部海相磨拉石在邻近阿尔卑斯边界处的保存厚度约 1000m,到盆地北部边缘减薄至 70~100m (Berger, 1983; 和 Allen 等, 1985; Keller, 1989),由厚层砂岩夹泥岩组成,代表波状和小潮至中潮沉积 (Homewood 和 Allen, 1981; Keller, 1989)。近滨至远滨波状的浪成摆动波痕的演化以及布尔迪加尔期潮汐环境的数字分析,表明上部海相磨拉石沉积在大约 50km 宽的盆地环境中。

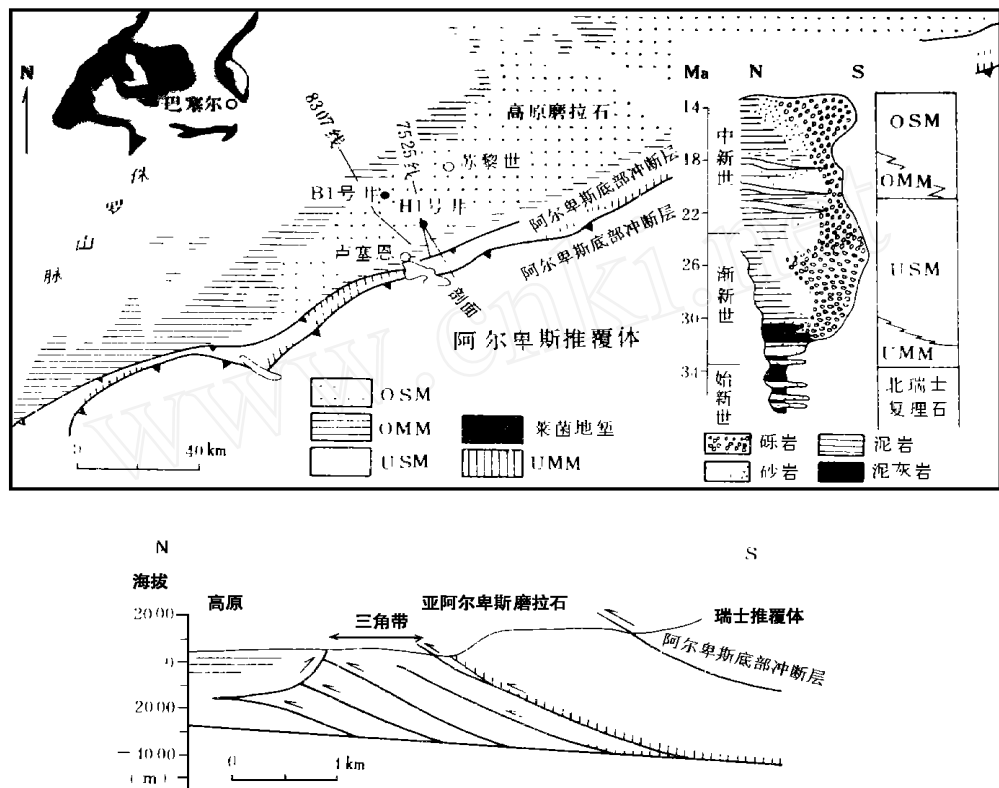


图 1 渐新世—中新世瑞士磨拉石盆地及其相邻造山带地质图

OSM. 上部陆相磨拉石; OMM. 上部海相磨拉石; USM. 下部陆相磨拉石; UMM 下部海相磨拉石

出露完好的卢塞恩剖面位于盆地南缘(图 1B),上部海相磨拉石由卢塞恩组和圣加伦组组成。卢塞恩组(沉积时限为 20~18Ma)分为三个非正式单元: A 单元约 250m 厚,出现 20~50m 厚的波浪发育的海绿石砂岩和 10~30m 厚的泥岩旋回; B 单元由沉积在中潮环境下的细—中粒砂岩组成,约 250~300m 厚,夹有约 5m 厚的泥岩层; C 单元约 200m 厚,由 10~20m 厚的砂岩和 20~50m 厚的泥岩旋回构成,代表小潮水流和强烈浪控条件下的沉积。C 单元的顶部为大约 10~50m 厚的大陆泥岩,偶夹砾岩层,此处被认为是层序的边界 (Schaad 等, 1992)。圣加伦组(沉积时限为 18~17Ma)的底部约 80m 厚,由 10m 厚的砂岩和 30m 厚的泥岩旋回组成,沉积在约 20m 深的滨外海湾环境中 (Keller, 1989)。可是,

根据生物地层资料和磁性地层年代研究,在东西长 30km 的研究范围内,上部海相磨拉石的沉积中夹有上部陆相磨拉石的纳普夫和赫恩利扇三角洲砾岩(图 2)(Bolliger 等, 1988; Keller, 1989; Hurni, 1991; Schlunegger 等, 1996)。

砂岩的重矿物分析和古水流重建(Allen 等, 1985; Keller, 1987)揭示了剖面沉积物来源于三个地区:第一个物源区为博斯维尔 1 号井(Boswill)(简称“B1 号井”——译者)北部地区,重矿物黄玉和红柱石的出现说明位于东北约 350km 波希米亚地块的侵蚀作用;胡内恩博格 1 号井(Hünenberg 1)(简称“H1 号井”——译者)大量锆石、磷灰石、电气石和十字石的出现显示阿尔卑斯推覆体前缘被局部分散体系所剥蚀;可是,绿帘石的重要作用说明起源于瑞士西部的阿尔卑斯中部地区和进入研究区以西 50km 的磨拉石盆地(Matter, 1964; Keller, 1989; Hurni, 1991)的纳普夫河具混合沉积物。

## 2 地层学和沉积学

### 2.1 方法

瑞士中部地区上部海相磨拉石沉积结构重建是基于横穿高原磨拉石两条未偏移校正的地震剖面进行层序地层分析(测线 8307、7525),并结合两个相邻钻孔的测井分析(B1 号井和 H1 号井)进行的,

并利用所解释的岩性地层同 Keller (1989) 岩性地层图相对比。基于已获得的地震数据,进行盆地结构重建可以采用:(1)盆地南北边缘的沉积相和沉积层序的详细资料;(2)在纳普夫和赫恩利扇三角洲之间沿走向连续的相和沉积层序;(3)地震测线与 H1 号井的地层资料的校准,并与出露的剖面进行对比;(4)建立在横穿剖面以西 30km 处同沉积期富含化石剖面的高分辨磁性地层年代学(Schlunegger 等, 1996)。

### 2.2 结果

#### 1. H1 号井的钻孔数据

在 H1 号井,上部海相磨拉石保存厚度为 970m,由砂岩、泥岩互层(卢塞恩组)变为泥岩、砾岩互层(圣加伦组)组成,两组之间为 10m 厚的砂岩层。卢塞恩组厚 700m,由三个单元组成:最下部 A 单元为 20~40m 厚的砂岩和 5~30m 厚的泥岩互层,其底部与厚层泥岩互层(A1 单元),之上为数十米厚的砂岩夹泥岩层的连续沉积(A2 单元);B 单元厚 390m,以砂岩为主,偶夹 5m 厚的泥岩层。A、B 单元的界线处波速和密度数据发生很大变

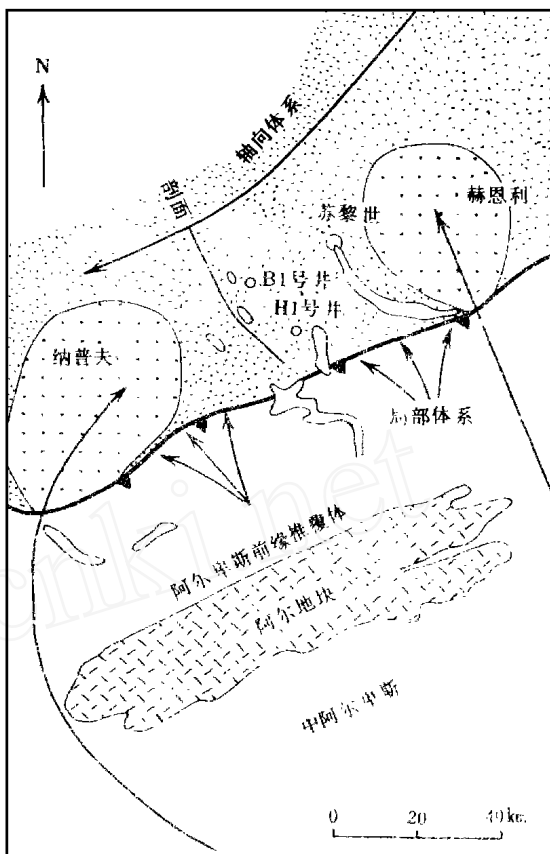


图 2 上部海相磨拉石沉积期间主要分散体系位置图  
(据 Allen 等, 1985)

化, 从下到上由交互变化到稳定的波速和密度, 在地震测线中由一组高振幅低频率反射波反映出来。A1、A2单元的界线也由一组高密度低频率反射波反映出来, 可能是几层数十米厚的砂岩首次出现的原因; 最上部的C单元主要由泥岩组成, 发育向上变多变厚的砂砾岩夹层。B、C单元之间的界线处密度数据值发生急剧降低, 说明大量泥岩的出现, 在地震数据中这一界线表现为一组强反射波。

圣加伦组下部为30m厚的泥岩和20~50m厚的砂岩(1单元)互层组成的130m厚的地层, 上部为140m厚的砾岩、砂岩、泥岩(2单元)互层。卢塞恩组和圣加伦组的层序界面在地震数据中通过反射的上超和削蚀可以观察到, 从而推知两个组之间存在间断。

## 2 B1号井的钻孔数据

在B1号井, 上部海相磨拉石的下部为90m厚的以泥灰质砂岩为主的连续沉积, 上部为100m厚的泥灰岩, 顶部为中粒砂岩。其上的单元由向上变粗变厚的层序组成, 单元下部为200m厚泥灰质砂岩偶夹粗粒砂岩层, 上覆85m厚的砾岩和泥岩互层层序。

## 3 地震地层

虽然磨拉石的许多反射剖面不连续, 显示地层侧向的延伸有限, 但总体上具高反射性。下部陆相磨拉石和上部海相磨拉石的界线以与削蚀和上超有关的反射剖面为标志, 而上部海相磨拉石和上部陆相磨拉石之间的界线则以连续的高振幅反射剖面为特征。

尽管在卢塞恩组和圣加伦组界线处岩性变化明显, 但是测线8307中两组界线的地震反应并不明显, 在6~8km之间, 圣加伦组超覆于向北倾斜的卢塞恩组顶部。在测线7525中, 这两个组的界线以卢塞恩组削蚀或圣加伦组超覆于卢塞恩组顶部为特征。

A单元以高振幅低频率反射波群为特征, 在盆地南缘约250m处约20km深处, A单元超覆于下部陆相磨拉石之上, 厚度减薄至50m。B单元在H1号井以高振幅低频率反射波群为特征, 在B1号井以杂乱的反射波为特征, 偶见短(小于1km)平行反射, 说明B单元为透镜状。B单元的厚度在盆地南缘为250~300m, 在H1号井为390m, 在B1号井减薄至100m(图3)。C单元在4km以南处以水平或杂乱的反射型式和在4~10km之间以向北倾斜的反射波群(逐渐尖灭)为特征, 从而推知C单元在B1号井缺失的原因可能是因为侵蚀或根本未沉积。

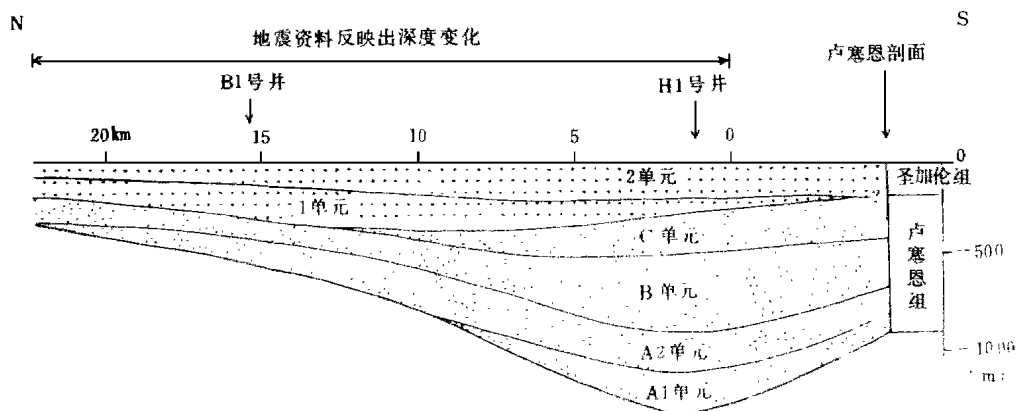


图3 测线8307的深部结构(卢塞恩, H1号井, B1号井)

圣加伦组在 6~8km 处向南上超到 C 单元之上, 在 H1 号井 (测线 8307) 以南超覆到卢塞恩组之上。圣加伦组在盆地南缘的厚度约为 200m, 在 H1 号井和 B1 号井处其厚度达到 270m。测线 8307 中两个亚单元具有相当连续的高振幅低频率反射特征, 它们分别为第 1 单元 (透镜状) 和第 2 单元 (楔状)。

#### 4. 地震相

卢塞恩组 A1 单元具有延伸 0.5~1km 水平高振幅和低频率反射 (A1a 相), 这个相出现在地震剖面的南端和 3km 处。向北, 反射剖面的长度增加到 3km 以上 (A1b 相)。A1a 相在 H1 号井的深度间隔为 1340~1250m, 为数米厚至数十米厚的砂岩、5~30m 厚的灰色泥灰岩和泥岩互层, 代表滨面下部波浪过渡带 (水深小于 4km) (Homewood and Allen, 1981; Allen 等, 1985; Keller, 1989) 至前滨沼泽沉积的向上变浅层序。A1b 相为数米到数十米厚的砂泥岩互层, 代表近岸沉积体系。

A2 单元组成: (1) 高振幅低频率反射波群, 在地震剖面南端和 6km 处之间的侧向延伸小于 1km (B1a 相); (2) 连续性好的高振幅低频率反射波群, 在 6km 和 12km 之间侧向延伸超过 5km (A2b 相); (3) 杂乱反射波, 偶见在 12km 以北小于 1km 的水平反射 (A2c 相)。A2a 相在 H1 号井中的深度间隔为 1250~1120m, 为数十米厚的砂岩和几米厚的泥岩互层, 沉积于浪控体制下的滨面和前滨沉积体系。

B 单元 (1) 在地震测线南端和 3km 处之间为小于 1km 的高振幅低频率反射波群 (B1a 相); (2) 在 3~7km 之间为 0.05s 厚、500m 长、北倾 3°~4° 的反射波群 (B1b 相); (3) 在 7~20km 之间为杂乱反射 (B1c 相); (4) 在 20km 以北为 1km 长平行的高振幅中频率反射波群 (B1d 相)。B1a 相在 H1 号井中的深度间隔为 1120~730m, 为中粒砂岩, 偶见 5m 厚的泥岩, 沉积于中潮滨面和前滨沉积体系。B1b 相的时间-深度反演说明 0.05s 厚、北倾的反射波群代表向北进积、沉积坡度为 15° 的 100~130m 厚的沉积单元。Johnson 和 Baldwin (1986) 认为这种进积单元代表从海岸线到广海过渡的沉积前缘。我们认为这些单元为近岸沉积体系。B1c 相为泥灰岩, 顶部中粒砂岩, 由于地震反射杂乱, 泥灰岩成层差, 系远滨沉积体系。

C 单元组成: (1) 在盆地南界至 4km 处之间为小于 1km 长的平行状高振幅低频率反射与杂乱反射组合 (C1a 相); (2) 小于 500m 长北倾 2°~3° 的微弱间断的高幅低频率反射 (C1b 相)。C1a 相在 H1 号井中的深度间隔为 730~640m, 以泥岩为主, 剖面向上砂岩和砾岩夹层变多变厚, 代表三角洲滨面和前滨沉积环境 (Keller, 1989)。而 C1b 相代表近滨沉积体系。

圣加伦组 1 单元呈杂乱反射型式, 代表远滨沉积环境。向南 10m 处, 超过 500m 的平行反射波不断增多, 代表浊流 (砂岩) 或水深约为 20m 的远滨海湾环境中悬浮体 (泥岩) 沉积 (Keller, 1989), 这里的浊积岩很可能来源于邻近的纳普夫扇三角洲。2 单元组成: (1) 在地震剖面南端与 10km 处之间 0.5~2km 长的高振幅中频率反射 (2a 相); (2) 在 10~17km 之间小于 1km 长的夹有高振幅中频率的杂乱反射型式。向北高振幅中频率反射减弱 (2b 相); (3) 在 17km 以北 1km 长的中频率高振幅反射 (2c 相)。2a 相在 H1 号井中的深度间隔为 510~370m, 代表 10m 厚的砾岩和大于 40m 厚的泥岩互层, 沉积在水深为 6~20m 的远滨海湾环境, 并受到三角洲的影响 (Keller, 1989; Schaad 等, 1992)。2b 相为 B1 号井剖面顶部的泥灰岩、砂岩和米级厚的砾岩互层, 代表最大深度约为 20m 的远滨海湾沉积。Keller (1989) 认为这些砾岩和砂岩来源于向东延伸的纳普夫扇三角洲的浊流和碎屑流。2c

相为沿盆地北缘出现的介壳砂岩阶。

地震相填图可以重塑沉积体系的演化 (图 4)。

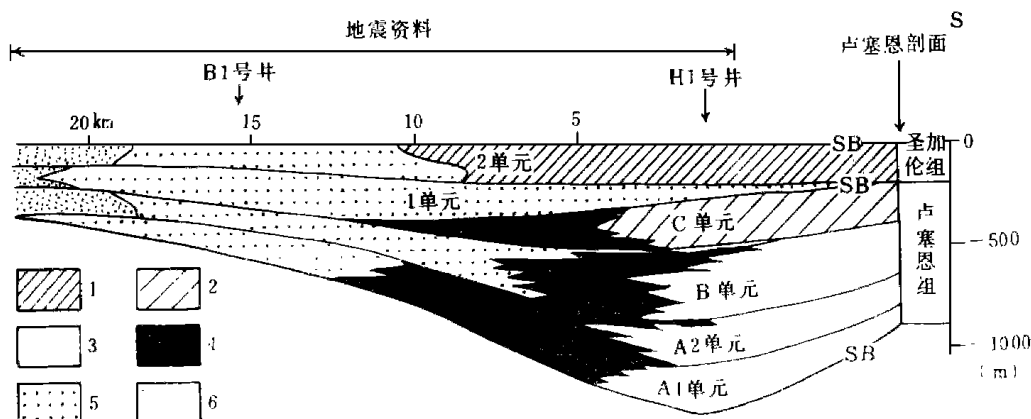


图 4 上部海相磨拉石各相关系图

1. 具三角洲影响的滨外海湾环境; 2. 三角洲滨面和前滨沉积体系; 3. 滨面和前滨沉积体系;  
4. 近滨沉积体系; 5. 滨外沉积体系; 6. 滨外介壳砂岩

### 3 构造沉降和沉积物供给

#### 3.1 方法

构造沉降是用软件 PH L<sup>TM</sup> (Marco Polo 软件公司, 1994) 进行回剥来判定的, 不同岩性地层单元的平均沉积物供给通过保存的沉积物量计算。因为由弹性板块的厚度 ( $T_e$  值) 表现出的挠曲刚度以及全球海平面变化的幅度对构造沉降重塑具有重要影响 (Allen, 1990), 所以我们利用不同的  $T_e$  值和全球海平面来回剥岩性地层单元。不同沉积环境的水深构成一个更重要的输入参数。

#### 3.2 结果

##### 1 构造沉降

Sindair 等 (1991, 1996) 认为北阿尔卑斯前陆盆地板块的弹性厚度为  $10 \pm 5$  km, 我们采用  $T_e$  值为 5~15 km 和固定的海平面变化回剥岩性地层单元, 对构造沉降曲线的效果没有多大影响。但是, 构造沉降主要依赖于海平面。海平面变化值为 120 m 能影响构造沉降超过 30%。可是, 由于海平面对整个盆地的构造沉降影响的程度相同 (Allen, 1990), 所以构造沉降曲线的形态不依赖于海平面变化。

构造沉降重塑结果说明上部海相磨拉石沉积期间盆地形成经历了两个阶段。第一阶段沉积发生在 20~18 Ma (卢塞恩组), 盆地宽度开始由约 15 km (A 单元) 增加到超过 30 km (B 单元), 然后到 C 单元沉积期间减少到约 15 km。而且, 最大构造沉降率从 A1 单元沉积期间的小于  $500 \text{ m/Ma}$  增加到 A2 单元和 B 单元沉积的大于  $800 \text{ m/Ma}$ 。C 单元的沉降速率最后减至小于  $500 \text{ m/Ma}$ 。第二个阶段发生在 18~17 Ma (圣加伦组), 此期间, 最大沉降的位置从 20~25 km 处 (1 单元) 移至逆冲前缘至 10 km 处的地区 (2 单元)。

##### 2 沉积通量

上部海相磨拉石计算出的沉积通量变化历史, 表明 A 单元沉积期间沉积通量由小于

$2500\text{m}^2/\text{ka}$  增加到大于  $15000\text{m}^2/\text{ka}$ , 在 B 单元沉积末期, 特别是 C 单元沉积期间, 沉积通量减至  $2500\text{m}^2/\text{ka}$ 。圣加伦组沉积期间沉积通量也稳定增加到大于  $15000\text{m}^2/\text{ka}$ 。由于平均沉积通量重塑是基于盆地已保存的沉积物量, 因而上述计算结果代表最小的沉积通量。可能由于经过该剖面的沉积量不清楚, 以及圣加伦组和卢塞恩组沉积间发生侵蚀而对沉积通量值产生低估。

## 4 讨论和结论

### 4.1 上部海相磨拉石的地层和形态演化

沉降分析的结果表明上部海相磨拉石的形态演化以及两套沉积层序的形成 (卢塞恩组和圣加伦组) 基本上由构造沉降和沉积物供给控制。卢塞恩组 (A 2 和 B 单元) 的远端进积是由于远端沉降速率加大而引起的, 而且沉积通量也可能同时增长, 故这一时期以浅海环境为主。而 A 1 和 A 2 以及 A 2 和 B 单元之间的洪泛面可能是海平面保持稳定条件下沉积通量在短期内减少, 或者是沉积物供给速率保持稳定条件下海平面上升的结果。

卢塞恩组和圣加伦组的层序界面看来受 C 单元沉积期间盆地远端部分抬升所控制。在此期间, 沉积通量大幅度减小。由于沉积通量的减小不能抵销容量空间的缩小, 盆地被充填, 在卢塞恩组沉积末期成为大陆沉积环境。

盆地远端持续的沉降引起盆地宽度加大, 从而促使圣加伦组向北进积 (1 单元), 同时, 盆地近源没有发生沉降, 致使盆地形态呈透镜状, 盆地轴线向北迁移。可能是由于沉积通量同时增大的原因, 1 单元沉积期间盆地变为浅海沉积环境。在圣加伦组末期 (2 单元), 盆地近端边界处沉降加强, 然而在盆地更远端处, 沉降反而减少, 沉积通量增长, 致使盆地被充填。由于圣加伦组沉积期间水深不超过  $20\text{m}$ ,  $1\text{Ma}$  期间的退积由超过  $50\text{m}$  的短期海平面变化控制, 形成平均沉降速率小于  $300\text{m}/\text{Ma}$ 。

### 4.2 阿尔卑斯造山带的构造作用、盆地形态和沉积通量

由于渐新世—中新世期间北阿尔卑斯前陆盆地板块的弹性厚度约为  $10\text{km}$ , 所以距离逆冲前缘约  $100\text{km}$  范围内的地壳负载受磨拉石盆地的构造沉降控制。在这个造山带内, 上部海相磨拉石沉积期间发生三期主要的造山运动: (1) 阿尔地块的底侵作用 (Milnes 和 Pfiffner, 1977, 1980; Schlunegger 等, 1997); (2) 上部海相磨拉石沉积末期沿底部阿尔卑斯冲断层的外序列逆冲作用; (3) 由于下部陆相磨拉石地层向前的俯冲作用, 高原磨拉石发生持续背冲作用。这些构造作用引起构造负载分布的重大变化。

纳普天河和地方性河流是剖面南部沉积物的主要供给者。根据纳普夫河源区变冷期说明  $20\text{Ma}$  以后沉积通量减小, 成为磨拉石盆地。可是, 向地方性河流提供沉积物的阿尔卑斯北部在上部海相磨拉石沉积期间遭到强烈剥蚀, 这一地区包括上覆于阿尔地块和阿尔卑斯基底断层之上的阿尔卑斯前缘推覆体。

结合沉积环境、构造沉降、盆地形态和上部海相磨拉石物源区分析, 的确加深理解了阿尔卑斯北部构造和侵蚀历史。根据已获得的资料, 构造沉降和盆地形态对地壳负载可能最敏感, 沉积物通量是另一个与逆冲抬升有紧密联系的参数。Flemings and Jordan (1990), Sinclair 等 (1991) 与 Paola 等 (1992) 采用造山带抬升和侵蚀的扩散模式, 显示逆冲活动一开始就将导致构造沉降速率与沉积物通量比率的加大。逆冲作用持续发生, 沉积物供给增长, 引起盆地边缘相向变形前缘进积, 而盆地轴向远离变形前端。再一个控制沉积盆地

沉积物供给的参数是降雨量的变化, Borger (1989) 采用化学地层学和植物化石记录推论, 认为布尔迪加尔期的气候基本保持稳定。

阿尔地块的底侵作用代表了造山楔的外序列加厚的阶段。许多模式认为造山带在这个部位地壳加厚将造山带主要负载向南迁移 40~ 50km, 因而导致盆地轴线向南迁移, 在盆地远端构造沉降速率降低。我们认为卢塞恩组 C 单元沉积期间盆地宽度减低和盆地轴线向南迁移反映了在阿尔地块中地壳负载加大事件。同理, A 1 单元沉积期间盆地形成反映了在阿尔地块中地壳加厚的更早期的一个事件。这两个可能的地壳负载加大事件之后应为两期侵蚀加强阶段。而变冷年龄说明造山带北部经历了 20~ 15Ma 的强烈侵蚀期, 根据上部海相磨拉石保存的地层进行沉积物通量历史重塑, 说明阿尔卑斯北部侵蚀加强为两个阶段, 比阿尔地块负载加大事件滞后。

下部陆相磨拉石断层席状体俯冲到高原磨拉石之下, 代表整个楔状体稳定滑动的阶段, 如果这个过程同阿尔地块的构造静止和正在进行的剥露作用同时进行, 控制盆地沉降的主要造山带负载的位置将从造山带北部末端迁移到逆冲前缘, 结果盆地轴线向北迁移, 远端地点沉降加强。我们认为大约 20~ 19Ma 至 18~ 17Ma 期间 (卢塞恩组 A 2 和 B 单元, 圣加伦组 1 单元) 盆地宽度的增加和上部海相磨拉石沉积中心向远端迁移, 是下部陆相磨拉石地层向北俯冲, 并伴有阿尔地体的构造静止和侵蚀的结果。而且下部陆相磨拉石地层向北俯冲引起高原磨拉石近端逆时针旋转 (图 5), 这样可以解释盆地南缘沉降减低, 以及上部海相磨拉石沉积中心向远端迁移。

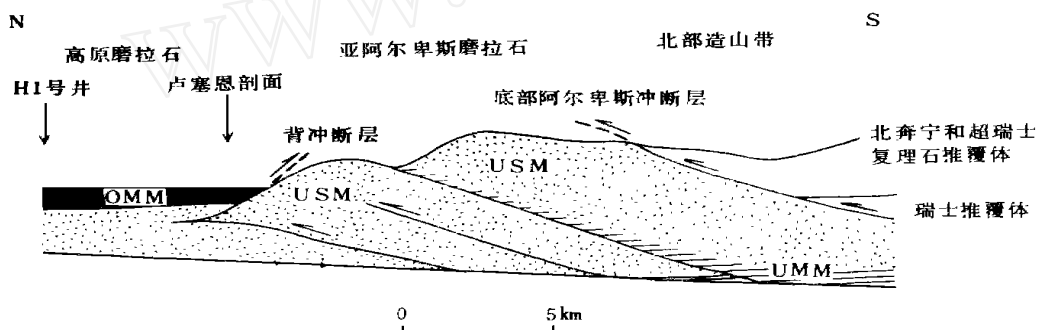


图 5 上部海相磨拉石沉积期间阿尔卑斯边界构造与地层轮廓

在冲断层前缘以南 10km, 瑞士推覆体沿底部阿尔卑斯冲断层向前逆冲, 以及北奔宁和超瑞士复理石推覆体的背式叠加产生的地壳负载 (图 5), 代表了造山带北部不同层序的地壳加厚的最后阶段。该阶段开始的时间与圣加伦组 2 单元沉积相一致, 使主要造山的负载位置较之 1 单元沉积时向南迁移。因此, 这一构造事件的出现引起盆地轴线向南迁移, 在 2 单元沉积时形成楔形盆地。除此之外, 由阿尔卑斯前缘逆冲推覆体向前逆冲引起的地形抬高可能提高了这些单元的剥蚀速率。这样就能够解释瑞士碎屑物的首次出现, 邻近扇三角洲中 17.5~ 15Ma 砾岩中的北奔宁和超瑞士复理石碎屑的混合物和粒度增加。

译自 AAPG Bulletin, V. 81, No. 7 (July 1997), p. 1185- 1207

原作者 Fritz Schlunegger, Werner Leu, and Albert Matter