

# 塔里木盆地早二叠世玄武岩火山机构的 三维地震解释与结构分析

高中博<sup>1</sup> 王磊<sup>2,†</sup> 田伟<sup>1</sup> 弓明月<sup>1</sup>

1. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 2. 北京大学工学院, 北京 100871;

† 通信作者, E-mail: thirty\_1@163.com

**摘要** 将高精度的钻孔测井数据与三维反射地震数据相结合, 对塔里木盆地中部47井区早二叠世大陆溢流玄武岩(CFB)火山机构进行三维地震解释研究。通过时间剖面层位追索和速度分析等方法, 对火山机构的形态、结构和岩性组成进行解析, 确定塔里木盆地中部47井区火山机构下方存在玄武质高波速侵入体, 其平均地震纵波速度为5800 m/s, 围岩碎屑岩的平均地震纵波速度为3500 m/s。通过计算两个标志层(二叠系-三叠系界面“P-top”和生屑灰岩顶面“BL-top”)的测井深度, 确定玄武质侵入体导致上部标志层相对于下部标志层发生了159.1 m的向上抬升, 这相当于火山机构处地层的变形抬升量。进一步利用“速度上拉”效应计算得到的玄武质侵入体总厚度为167.7 m, 与测井计算的抬升量基本上一致。研究结果表明, 塔中47火山机构的地层抬升是由于深部岩浆注入, 导致上覆地层发生“强制褶皱”而形成, 与Karoo大火成岩省、北大西洋火成岩省等大陆溢流玄武岩在地壳浅部的就位方式一致。

**关键词** 三维反射地震; 塔里木; 大陆溢流玄武岩(CFB); 火山机构; 强制褶皱

**中图分类号** P553; P315

## 3-D Seismology Interpretation and Structure Analysis of Early Permian Flood Basalt Volcanic Edifices in Tarim Basin

GAO Zhongbo<sup>1</sup>, WANG Lei<sup>2,†</sup>, TIAN Wei<sup>1</sup>, GONG Mingyue<sup>1</sup>

1. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; 2. College of Engineering, Peking University, Beijing 100871; † Corresponding author, E-mail: thirty\_1@163.com

**Abstract** The volcano edifices from Tazhong-47 exploring area in the middle of Tarim basin are interpreted by 3-D seismological reflection data coupled with physical drilling well logs. Based on seismic profile interpretation and velocity analysis, the structure of the volcano edifices of continental flood basalt (CFB) are studied. The result shows that reflectors beneath the Tazhong-47 volcanic edifice are corresponding to basaltic intrusions, which have average velocity of 5800 m/s, and the clastic wall rocks have average velocity of 3500 m/s. Based on the calculation of the stratigraphical thickness between the two horizontal markers (Permian-Triassic boundary as named “P-top” and top of bioclastic limestone as named “BL-top”) at drilling well, it is found that the basaltic intrusions make the upper layer relative to the lower layer marks move the 159.1 m upward. This is equal to the uplift extent. By using the “velocity pull-up (VPU)” effect, the total thickness of the basaltic sills is calculated to be 167.7 m, which is similar to the uplift extent. This similarity suggests that the uplift at the volcanic center was the result of “forced folding” caused by the intrusion of the magma. This emplacement style is the same as that of the Karoo large igneous province and the North Atlantic igneous province.

**Key words** 3-D reflection seismology; Tarim; continental flood basalt(CFB); volcanic edifice; forced folding

塔里木盆地的早二叠世大陆溢流玄武岩是中国境内新确认的一个大火成岩省, 由于巨厚沉积层的覆盖, 无法用常规方法研究其溢流玄武岩火山机构, 因此缺乏对其喷发方式的约束。大陆溢流玄武岩 (continental flood basalt, CFB) 具有“短时间内巨量喷发”的特点, 在 1~5 Ma 的时间内可以喷发出体积为  $(0.1\sim3)\times 10^6\text{ km}^3$  的玄武岩<sup>[1]</sup>。如此巨量的岩浆是通过何种通道系统喷发至地表的? 对此问题, 学界存在不同的看法<sup>[2]</sup>。Ernst 等<sup>[3]</sup>根据对前寒武岩墙群的研究, 认为放射状巨型岩墙群是太古代和古元古代大火成岩省的岩浆通道系统, 不过, 这些巨型岩墙的就位深度可能是在韧-脆性转换带之下的地壳深部, 不一定能够代表浅部地壳中岩浆通道的形态。对显生宙 Ferrar 大火成岩省野外露头研究表明, 溢流玄武岩省的岩浆在上部地壳中会通过近水平的岩床进行远距离横向运移<sup>[4-7]</sup>。对非洲 Karoo 大火成岩省野外露头的调查发现, “碟状岩墙 (saucer-like dyke)”是 Karoo 大陆溢流玄武岩岩浆上升的主要通道类型<sup>[8-12]</sup>。

近年来, 三维反射地震成像开始应用于大火成岩省火山机构形态的研究。对北大西洋火成岩省 (North Atlantic igneous province) 大陆架喷发期 (56~52 Ma) 的 Irish Rockall 盆地<sup>[13]</sup>、Faroe-Shetland 盆地<sup>[14]</sup>和 Møre and Vøring 盆地<sup>[15-16]</sup>的三维反射地震成像表明, 北大西洋大火成岩省中发育大量“碟状

岩墙”, 岩浆通过这些通道系统上升时, 会在碟状岩墙底部产生向上的超压, 并引起围岩的液化, 导致上覆地层发生穹隆状变形, 形成“强制褶皱 (forced folding)”, 为大量岩浆的上升提供通道<sup>[17-21]</sup>。模拟实验研究表明, 上覆岩层的受迫变形 (forced folding) 是碟状岩墙形成的主要原因<sup>[12]</sup>。然而, 强制褶皱不一定是因为侵位岩浆压力导致的上覆岩层受迫变形, 其他构造作用也可能导致沉积岩层的穹隆状变形, 例如下盘断块差异上升对盖层的推挤<sup>[22]</sup>、盐上地层与盐下地层的脱耦运动<sup>[23-24]</sup>或液化沉积岩对上覆地层的挤压<sup>[25]</sup>等。因此, 确定强制褶皱与岩浆作用的因果关系是研究岩浆上升通道性质和岩浆上升机制的重要前提条件。本文报道塔里木盆地二叠系地层中一个强制褶皱实例, 并采用高分辨率三维地震和测井数据, 研究该强制变形构造是否与 CFB 岩浆灌入导致的上覆地层变形有关。

## 1 区域地质

塔里木盆地早二叠世玄武岩残余面积达  $2.5\times 10^5\text{ km}^2$ <sup>[26]</sup>, 露头区玄武岩熔岩流最大残余厚度达 780 m<sup>[26]</sup>, 覆盖区玄武岩最大残余厚度超过 2500 m<sup>[27]</sup>。根据已有的年代学数据<sup>[28]</sup>, 塔里木玄武岩单个喷发期的时长很可能小于 3~5 Ma; 古地磁长期变 (Paleomagnetic Secular Variation, PSV) 研究表明, 较晚期的开派兹雷克组玄武岩喷发时长很可能不超过

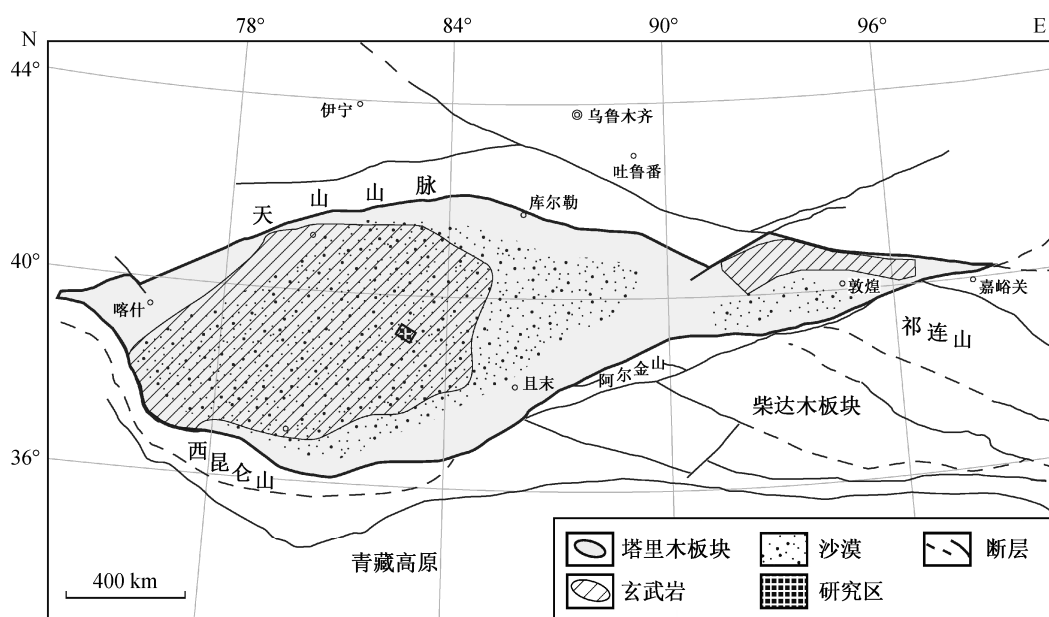


图 1 塔里木盆地大陆溢流玄武岩地质简图及研究区位置<sup>[30]</sup>

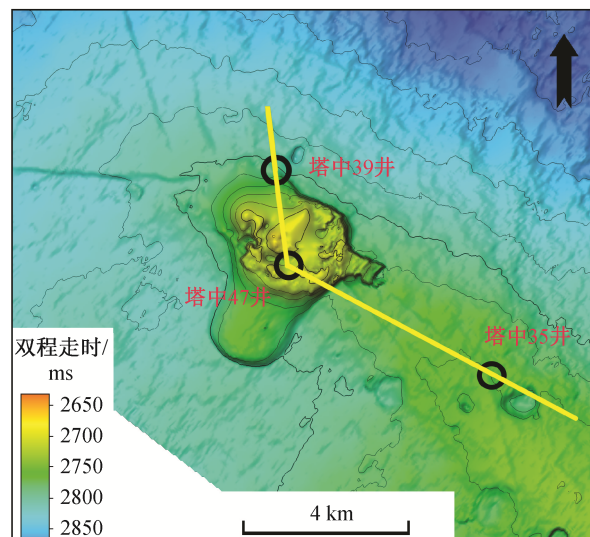
Fig. 1 Sketch geological map of the continental flood basalt in Tarim basin and the location of the study area<sup>[30]</sup>

1000 a<sup>[29]</sup>。因此,塔里木玄武岩符合大火成岩省中大陆溢流玄武岩“短时、巨量喷发”的特点<sup>[1]</sup>。

本文使用的三维地震数据体位于塔里木盆地中部(简称“塔中”)的塔中隆起区(图 1)<sup>[30]</sup>。中国石油天然气集团塔里木油田公司在该区约 2300 km<sup>2</sup> 的范围内进行了三维人工反射地震勘探,有 20 口井在 3300~3800 m 深度钻遇玄武岩。二维地震数据表明,二叠系玄武岩具有席状熔岩流与沉积层互层的特征,并在塔中地区广泛而连续地分布<sup>[31]</sup>。多口钻井钻遇中心式火山机构,其岩性以玄武岩为主,夹少量安山岩<sup>[32]</sup>。

在塔里木盆地中部二叠系中心式火山机构中,塔中 47 井钻遇的火山机构规模最大,直径为 2.7 km,从该火山机构中流出的熔岩舌(图 2)具有 1:50 的高度与横截面宽度比,属于典型的高喷发率席状熔岩流<sup>[33]</sup>。在塔中 47 井火山机构附近,有 3 口代表性探井:塔中 47 井、塔中 39 井和塔中 35 井(图 2)。其中,塔中 47 井位于火山机构中心部位(图 2),其下部钻遇的生屑灰岩段及小海子灰岩段具有明显的抬升变形,在这些标志性反射界面(二叠系-三叠系界面(P-top)、火山岩顶面(basalt-top)、生屑灰岩

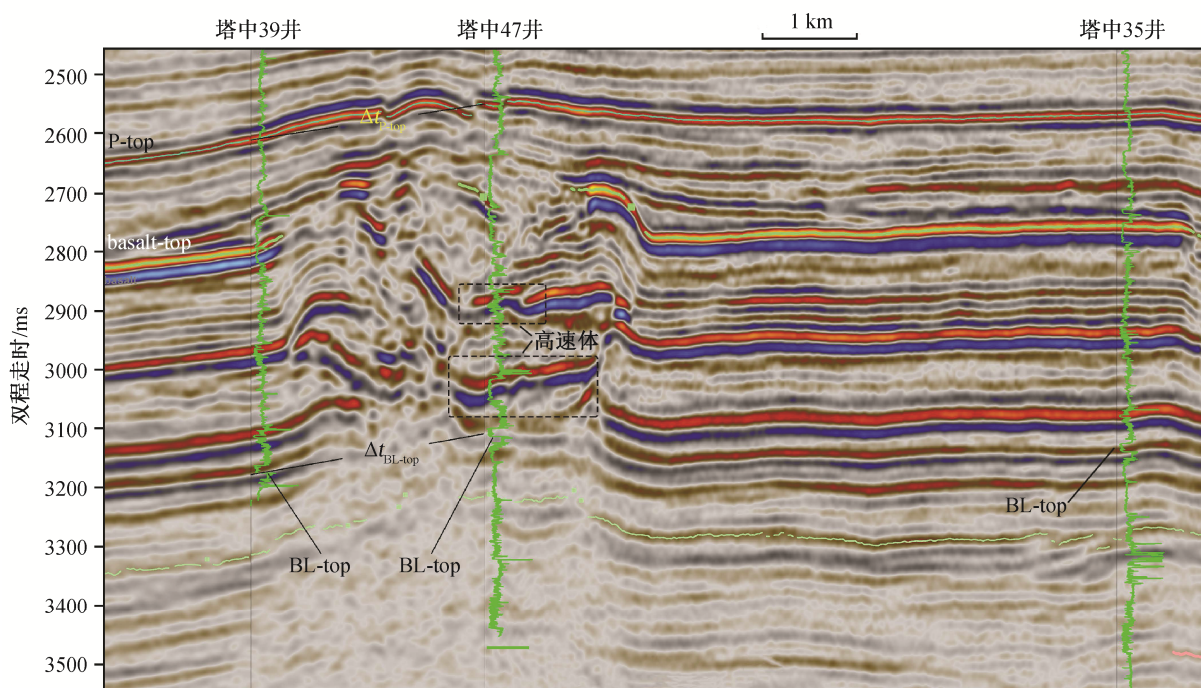
段顶部(BL-top))之间发育一些强振幅高速体(图 3)。根据测井数据,塔中 47 井于 3191 m 深处钻遇 P-top,于 5135 m 深处完钻,共钻遇 7 层玄武质火



黄线为图 3 中联井地震剖面的位置,箭头指向北

图 2 研究区二叠系火山岩顶面时间构造图

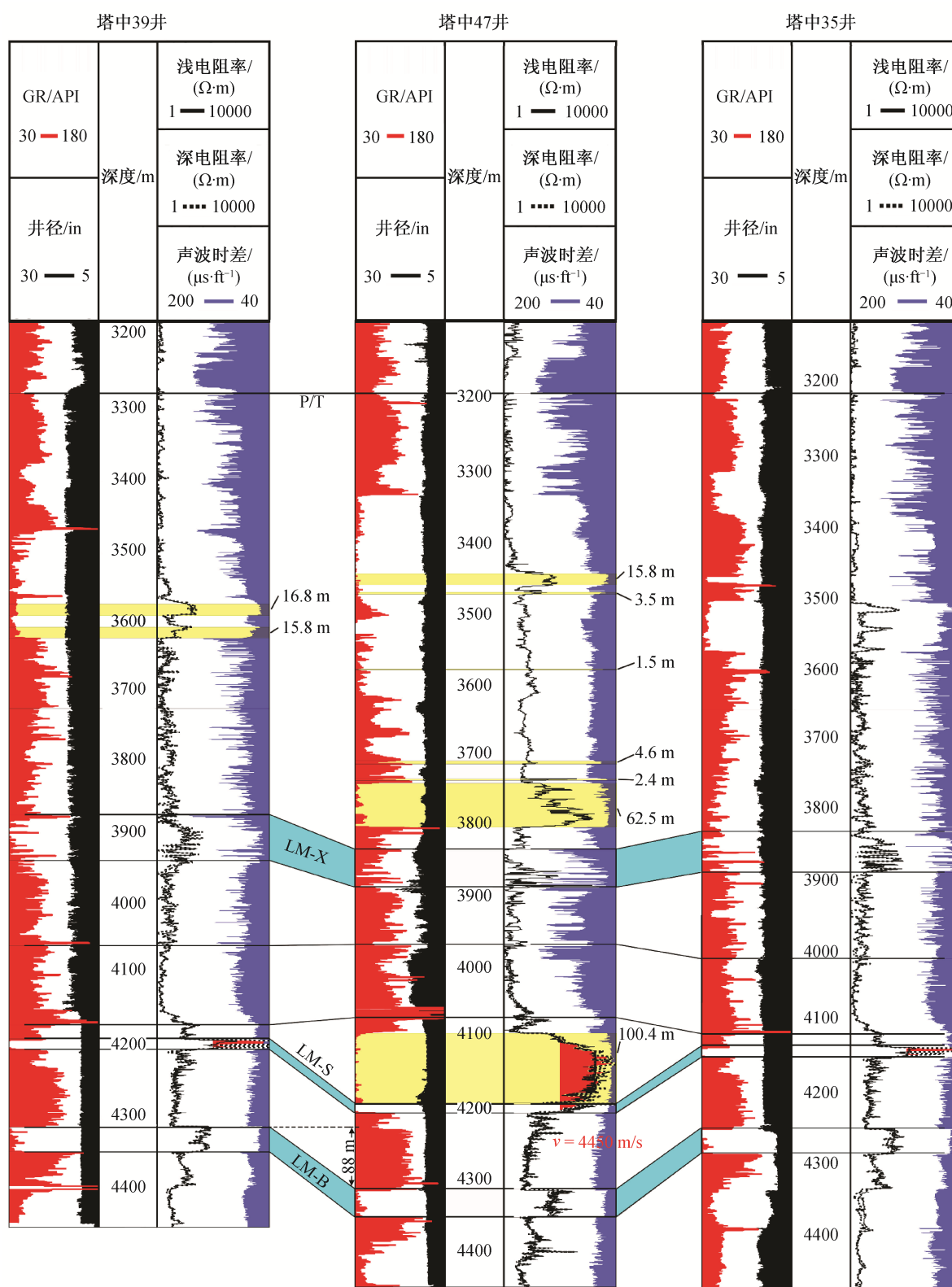
Fig. 2 Time structure map of the top of the Permian volcano rocks in the study area



剖面位置见图 2; 绿线为时间-深度转换后的 GR 曲线;  $\Delta t_{P-top} = 58$  ms,  $\Delta t_{BL-top} = 56$  ms, 分别表示塔中 39 井与塔中 47 井在 P-top 的时间构造差为 58 ms, 在 BL-top 的时间构造差为 56 ms, 指示在塔中 47 井处火山机构的中心位置存在 2 ms 地震波走时对应的地形抬升

图 3 塔里木盆地中部火山机构联井地震剖面

Fig. 3 Seismic profile of the volcano edifice in middle Tarim Basin



黄色层段代表火山岩; 蓝色层段代表灰岩, 其中 LM-X 为小海子灰岩段, LM-S 为标准灰岩段, LM-B 为生屑灰岩段

图 4 沿 P-top 拉平的联井测井曲线  
Fig. 4 Log profile flattened along P-top



成岩体, 钻遇厚度在 1.5~100.4 m 之间(图 4)。根据地震合成记录, 确定塔中 47 井钻遇的强振幅高速体应为玄武质侵入体。

塔中 39 井位于塔中 47 井西北方向 2476 m 处, 紧邻火山机构边缘, 但其二叠系地层产状未明显受到火山机构影响, 与外围地层呈连续、渐变过渡状态(图 3)。塔中 35 井位于塔中 47 井东南方向 6692 m 处, 距离中心式火山机构较远, 完全未受火山机构影响(图 3)。从测井曲线特征看, 3 口井钻遇地层的对比程度高, P-top 在 3 口井均可清晰识别并连续分布, 3 套标志性灰岩层在钻井区域稳定分布且对比性强(图 4)。尤其是塔中 39 井与塔中 35 井, 测井曲线相似度极高, 也证明塔中 39 井未受到火山机构的明显影响。

## 2 三维地震数据体特征及研究方法

三维地震数据体来自塔里木盆地塔中地区三维地震工区, 面积为 2300 km<sup>2</sup>。采集和偏移成像工作由中国石油东方地球物理勘探有限责任公司(BGP)按照塔里木油田的工业标准完成。观测系统类型: 44L8P352T; 面元尺寸: 25 m×25 m; 接收线距: 240 m; 炮线距: 240 m; 覆盖次数: 484; 道密度: 215 万道/km<sup>2</sup>。三维地震成像方法为叠前深度偏移剖面成像。本研究采用的数据体总长度为 8 s, 目标层系为 5000~7000 m 深的上奥陶统碳酸岩, 位于二叠系火山机构的下方。该区域内多口钻井记录表明, 成像目的层深度准确。为了获得更好的极限分辨能力(resolving power), 通过滤波处理, 从实际地震数据中挑选出 50~80 Hz 的高频分量对火山岩体进行解释。按照 80 Hz 的最高子波频率计算, 对速度为 5500 m/s 的基性火山岩成像时, 极限分辨能力为  $\lambda/8$ <sup>[34]</sup>, 约为 9 m, 因此可以利用本数据体分辨厚度小于 10 m 的岩浆体。

从形态上看, 火山岩与沉积围岩在反射地震剖面中的成像特征明显不同。火山岩与围岩的阻抗差异导致高反射系数<sup>[35]</sup>, 会使更多的地震能量从火山岩-围岩界面反射回地面, 因此火山岩体与沉积围岩的界面在地震剖面中常表现为强振幅反射<sup>[16,36]</sup>, 并具有以下两个典型特征: 1) 受岩浆体横向展布范围的制约, 岩浆体相关强振幅反射在水平方向上通常延续数百米至数公里, 不会像沉积地层那样在盆地内形成连续且广泛分布(可达几十至上百公里)的强反射层; 2) 岩浆体常常穿插围岩, 形成与地层产

状相交的强振幅反射界面<sup>[13,37-38]</sup>。另外, 火山岩体与沉积围岩的速度差异很大, 火山岩体的横向分布范围有限。在时间剖面上, 由于上覆岩体地震波传播速度快, 地震波在相同的距离内需要的走时少, 火山体下方的同相轴向上弯曲, 形成构造假象, 称为“速度上拉(velocity pull-up, VPU)效应”。利用 VPU 效应, 可以根据火山机构中心和外围不同位置的参考面上拉程度, 估算火山机构中心高速体的累积厚度, 进而计算火山机构高度<sup>[38-39]</sup>以及侵入体的速度<sup>[30]</sup>等。

## 3 解释与计算

从联井测井曲线图(图 4)可以看出, 塔中 39 井的生屑灰岩段(LM-B)顶面位于约 4320 m 深度, 塔中 47 井 LM-B 顶面位于约 4315 m 深度, 两口井 LM-B 的深度基本上相同。然而, 在地震剖面(图 3)中, 塔中 47 井的 LM-B 明显高于塔中 39 井(时间剖面上相差 56 ms)。这种时间与深度差异说明塔中 47 井 LM-B 上部存在高速体, 导致时间构造向上拉伸(VPU 效应)。

由于塔中 39 井与塔中 47 井距离较近, 且塔中 39 井未受火山机构影响, 而塔中 47 井位于火山机构中心部位, 两口井具有明显的速度横向变化, 因此选取塔中 47 井与塔中 39 井来计算火山岩侵入对两口井之间速度横向变化的影响。计算步骤如下。

1) 选择 P-top 和 BL-top 作为计算区间的顶、底标志层面。BL-top 位于塔中 47 井所有 7 层火山岩层之下, 未受火成岩侵入的影响, 因此将该层作为区域基准水平面。

2) 塔中 39 井与塔中 47 井在 P-top 的时间差  $\Delta t_{P-top}$  为 58 ms, 在 BL-top 的时间差  $\Delta t_{BL-top}$  为 56 ms (图 3)。塔中 47 井与对照井塔中 39 井的相对于时间差的厚度差  $\Delta t = \Delta t_{P-top} - \Delta t_{BL-top} = 58 \text{ ms} - 56 \text{ ms} = 2 \text{ ms}$ 。

3) 将 3 口井沿着 P-top 拉平, 读取 BL-top 在塔中 39 井与塔中 47 井之间的深度差  $\Delta h = 88 \text{ m}$  (图 4)。

4) 从声波时差测井曲线(DT)求取塔中 47 井在 88 m 深度差区间内的声波速度平均值  $v = 4450 \text{ m/s}$ , 深度差  $\Delta h$  所对应的长度补偿双程时间差  $\Delta t_1 = \Delta h/v \times 2 \times 1000 = 88/4450 \times 2 \times 1000 = 40 \text{ ms}$ 。

5) 同样, 根据 DT 曲线求取 P-top 与 BL-top 之间不同岩性的平均速度: 碎屑岩围岩的平均速度速度  $V_{low} = 3500 \text{ m/s}$ , 火山岩体的平均速度  $v_{high} = 5800 \text{ m/s}$ 。

6) 由于高速火山岩体侵位方式导致的塔中 39 井与塔中 47 井之间的速度上拉时间差( $\Delta t_{\text{VPU}}$ ), 等于两口井的时间厚度差(步骤 2)减去长度补偿双程时间差(步骤 4), 即  $\Delta t_{\text{VPU}} = \Delta t - \Delta t_1 = 2 \text{ ms} - 40 \text{ ms} = -38 \text{ ms}$ 。此处“-”号代表时间差的方向, VPU 向上拉伸时,  $\Delta t_{\text{VPU}}$  为负。

7) 根据 Jackson<sup>[39]</sup>提出的 VPU 效应原理, 采用公式

$$H = -\frac{\Delta t_{\text{VPU}}(v_{\text{high}} - v_{\text{low}})}{v_{\text{high}} v_{\text{low}}}$$

计算出  $\Delta t_{\text{VPU}}$  对应的高速体厚度  $H = 167.7 \text{ m}$ , 该数据代表侵入到塔中 47 火山机构下方沉积地层中的玄武质侵入体(亦即“辉绿岩床”)的总厚度。

受频率(测井资料 3~20 KHz, 地震资料 5~200 Hz)、井径(扩径导致仪器不能贴住井壁)、井壁条件(泥浆密度、侵入带深度)等因素的影响, 计算中采用的测井资料的纵波速度可能与地震资料中的纵波速度之间存在误差。这些误差大部分在测井处理(由测井服务公司完成)过程中已经消除, 剩余误差可以利用测井速度制作的合成地震记录与地震剖面的时间长度对比进行评估。通过对 P-top 至 BL-top 之间合成地震记录的分析, 发现测井速度制作的合成地震记录与地震剖面的时间长度平均误差为 1.20%, 由此得到本文计算结果的误差为 1.20%, 即计算得到的高速体厚度为  $167.7 \pm 2.0 \text{ m}$ 。

## 4 讨论

### 4.1 塔中 47 火山机构类型

从形态上看, 塔中 47 井火山机构的高度为 250 m, 底面直径为 2600 m, 高宽比为 0.1, 与典型的火山渣锥或破火山口穹丘<sup>[40]</sup>比较相似。然而, 典型的火山渣锥中含有丰富的浮岩或火山渣, 由于密度低, 孔隙度高, 这些物质的地震波速相对较低。这与测井获得高于普通玄武岩(5500 m/s)的波速不相符。塔中 47 井的钻井记录表明, 位于最上层的火山岩厚度仅有 15.8 m, 甚至比火山机构外缘塔中 39 井的顶层火山岩厚度(16.8 m)还要低, 这与火山渣锥的堆积特征也不相符。在靠近中心的位置, 熔岩穹丘也会有最大的熔岩厚度, 塔中 47 井火山机构显然也不属于该类型。塔中 47 井火山机构下部的地层具有如下显著特征: 1) 3 口井的沉积岩层厚度基本上相等; 2) 各标志层连续分布; 3) 发生抬升的沉积

岩地层下方有厚层岩浆体加入。

上述证据支持该中心式火山机构其实是一个地层受迫变形形成的“强制褶皱”, 并且可能是岩浆体侵位导致的变形。

### 4.2 褶皱量与岩浆厚度的对应关系

图 4 表明, 塔中 39 井火山岩测井识别厚度累计为  $16.8 \text{ m} + 15.8 \text{ m} = 32.6 \text{ m}$ , 塔中 47 井为  $15.8 \text{ m} + 3.5 \text{ m} + 1.5 \text{ m} + 4.6 \text{ m} + 2.4 \text{ m} + 62.5 \text{ m} + 100.4 \text{ m} = 191.7 \text{ m}$ 。两口井相差  $191.7 \text{ m} - 32.6 \text{ m} = 159.1 \text{ m}$ , 这与根据  $\Delta t_{\text{VPU}}$  计算的高速体厚度  $H = 167.7 \pm 2.0 \text{ m}$  基本上相符, 说明塔中 47 井中心式火山机构“强制褶皱”的总量与岩浆体注入的总量基本上一致。构造抬升与岩浆体之间  $8.6 \pm 2.0 \text{ m}$  的差异可能是方法带来的误差, 也可能是由于岩浆体对围岩有一些同化作用, 高温的岩浆消耗了一部分围岩。

从测井特征看, 塔中 47 井钻遇的最深岩床位于标准灰岩之上, 厚度为 100.4 m。该岩床之上沉积岩层的测井特征可以与塔中 35 井、塔中 39 井对比, 并且没有地层缺失。这表明, 该岩床侵位时没有同化上覆沉积岩层并改变其厚度, 而是将其向上推挤。塔中 47 井在 LM-X 之上也有一条厚达 62.5 m 的岩床, 与其他井相比, 其上的沉积岩层表现出一定程度的厚度缺失, 且该岩床的电阻表现出向上明显降低的特点。岩浆在注入含水沉积岩(如砂岩)时, 可以与碎屑孔隙中的水反应, 导致上覆碎屑岩发生流体化(fluidization), 整个上覆沉积岩层的厚度减小。另外, 孔隙中水的存在也可以导致岩浆出现气泡, 形成高孔渗的含气孔岩石。上述两个机制可以合理地解释沉积岩下部渐薄以及侵入体上部电阻降低现象。

## 5 结论

1) 塔中 47 井火山机构外形为一中心式穹丘, 钻井资料揭示该中心式穹丘之下发育 7 层与沉积岩互层的高速岩浆岩体, 仅最上两层总厚度约 19 m 的火山岩为可广泛地横向对比的喷出相, 其余 5 层均为浅成侵入相的次火山岩。

2) 与典型的火山渣锥或熔岩穹丘不同, 该火山穹丘结构是地下岩浆侵位时对上覆岩层向上推挤形成的“侵入体穹丘”, 成因为与岩浆侵位相关的“强制褶皱”。

3) 利用速度上拉效应计算的岩浆体注入量为 167.7 m, 构造抬升量为 159.1 m, 二者吻合较好, 说

明岩浆侵位导致的“强制褶皱”确实是上覆地层发生穹窿变形的原因,两者之间的差值可以用高温岩浆对围岩的同化和围岩的液化作用来解释。

致谢 感谢中国石油天然气集团有限公司塔里木油田勘探开发研究院提供相关资料。

### 参考文献

- [1] Ernst R E. Large igneous provinces. London: Cambridge University Press, 2014
- [2] White J D L, Bryan S E, Ross P S, et al. Physical volcanology of continental large igneous provinces: update and review. London: Special Publications of Iavcei, 2009: 291–321
- [3] Ernst R E, Head J W, Parfitt E, et al. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. *Earth-Science Reviews*, 1995, 39(1/2): 1–58
- [4] Dragoni M, Lanza R, Tallarico A. Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica). *Geophysical Journal International*, 1997, 128(1): 230–240
- [5] Elliot D H, Fleming T H, Kyle P R, et al. Long-distance transport of magmas in the Jurassic Ferrar large igneous province, Antarctica. *Earth Planet Science Letter*, 1999, 167(1/2): 89–104
- [6] Leat P T. On the long-distance transport of Ferrar magmas. *Geol Soc London Spec Publ*, 2008, 302(1): 45–61
- [7] Muirhead J D, Airoidi G, White J D L, et al. Cracking the lid: sill-fed dikes are the likely feeders of flood basalt eruptions. *Earth Planet Science Letter*, 2014, 406: 187–197
- [8] Thomson K, Hutton D. Geometry and growth of sill complexes: insights using 3D seismic from the North Rockall Trough. *Bulletin of Volcanology*, 2004, 66(4): 364–375
- [9] Chevallier L, Woodford A. Morpho-tectonics and mechanism of emplacement of the dolerite rings and sills of the western Karoo, South Africa. *South African Journal of Geology*, 1999, 102(1): 43–54
- [10] Duraiswami R A, Shaikh T N. Geology of the saucer-shaped sill near Mahad, western Deccan Traps, India, and its significance to the Flood Basalt Model. *Bulletin of Volcanology*, 2013, 75(7): 731–749
- [11] Polteau S, Ferre E C, Planke S, et al. How are saucer-shaped sills emplaced? Constraints from the Golden Valley Sill, South Africa. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 2008, 113(B12): 104–117
- [12] Polteau S, Mazzini A, Galland O, et al. Saucer-shaped intrusions: occurrences, emplacement and implications. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 266(1/2): 195–204
- [13] Magee C, Jackson C A L, Schofield N. Diachronous sub-volcanic intrusion along deep-water margins: insights from the Irish Rockall Basin. *Basin Res*, 2014, 26(1): 85–105
- [14] Passey S, Hitchen K. Cenozoic (igneous) // Ritchie J D, Ziska H, Johnson H, et al. *Geology of the Faroe-Shetland basin and adjacent areas*. London: British Geological Survey Research Report, 2011: 209–228
- [15] Svensen H, Planke S, Malthe-Sorensen A, et al. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, 2004, 429: 542–545
- [16] Planke S, Rasmussen T, Rey S, et al. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins // Dore A G, Vining B A. *Petroleum geology: north-west Europe and global perspectives*. London: Geological Society, 2005: 833–844
- [17] Pollard D D, Johnson A M. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in Henry mountains, Utah. 2. Bending and failure of overburden layers and sill formation. *Tectonophysics*, 1973, 18(3/4): 311–354
- [18] Trude J, Cartwright J, Davies R J, et al. New technique for dating igneous sills. *Geology*, 2003, 31(9): 813–816
- [19] Hansen D M, Cartwright J. The three-dimensional geometry and growth of forced folds above saucer-shaped igneous sills. *Journal of Structural Geology*, 2006, 28(8): 1520–1535
- [20] Jackson C A L, Schofield N, Golenkov B. Geometry and controls on the development of igneous sill-related forced folds: a 2-D seismic reflection case study from offshore southern Australia. *GSAMB*, 2013, 125(11/12): 1874–1890
- [21] Magee C, Briggs F, Jackson C A L. Lithological controls on igneous intrusion-induced ground deformation. *Journal of the Geological Society*, 2013, 170(6): 853–856
- [22] Cosgrove J W. Forced folds and fractures: an intro-

- duction. Geological Society London Special Publications, 1999, 169(1): 1–6
- [23] Jackson C A L, Lewis M M. Structural style and evolution of a salt-influenced rift basin margin; the impact of variations in salt composition and the role of polyphase extension. *Basin Res*, 2016, 28(1): 81–102
- [24] Lewis M M, Jackson C A L, Gawthorpe R L. Salt-influenced normal fault growth and forced folding: the Stavanger fault system, North Sea. *Journal of Structural Geology*, 2013, 54: 156–173
- [25] Cosgrove J W, Ameen M S. Forced folds and fractures. London: The Geological Society, 1999
- [26] 杨树锋, 陈汉林, 厉子龙, 等. 塔里木早二叠世大火成岩省. *中国科学: 地球科学*, 2014, 44(2): 187–199
- [27] Tian W, Campbell I H, Allen C M, et al. The Tarim picrite-basalt-rhyolite suite, a Permian flood basalt from northwest China with contrasting rhyolites produced by fractional crystallization and anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2010, 160(3): 407–425
- [28] Xu Y G, Wei X, Luo Z Y, et al. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: main characteristics and a plume incubation model. *Litho*, 2014, 204: 20–35
- [29] Usui Y, Tian W. Paleomagnetic directional groups and paleointensity from the flood basalt in the Tarim large igneous province: implications for eruption frequency. *Earth, Planets and Space*, 2017, 69(1): 14–27
- [30] Chen M M, Tian W, Suzuki K, et al. Peridotite and pyroxenite xenoliths from Tarim, NW China: evidences for melt depletion and mantle refertilization in the mantle source region of the Tarim flood basalt. *Lithos*, 2014, 204: 97–111
- [31] Yang J, Zhu W, Guan D, et al. 3D seismic interpretation of subsurface eruptive centers in a Permian large igneous province, Tazhong Uplift, central Tarim Basin, NW China. *International Journal of Earth Sciences*, 2016, 105(8): 2311–2326
- [32] Wang L, Tian W, Shi Y M, et al. Volcanic structure of the Tarim flood basalt revealed through 3-D seismological imaging. *Sci Bull*, 2015, 60(16): 1448–1456
- [33] Walker G P L, Huntingdon A T, Sanders A T, et al. Length of lava flows [and discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences*, 1973, 274: 107–118
- [34] Widess M B. How thin is a thin bed?. *Geophysics*, 1973, 38(6): 1176–1180
- [35] Smallwood J R, Maresh J. The properties, morphology and distribution of igneous sills: modelling, borehole data and 3D seismic from the Faroe-Shetland area. Geological Society London Special Publications, 2002, 197(1): 271–306
- [36] Symonds P, Planke S, Frey O, et al. Volcanic evolution of the Western Australian continental margin and its implications for basin development. *The Sedimentary Basins of Western Australia*, 1998, 2(1): 33–54
- [37] Mihut D, Muller R D. Volcanic margin formation and Mesozoic rift propagators in the Cuvier Abyssal Plain off Western Australia. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 1998, 103(B11): 27135–27149
- [38] Magee C, Hunt Stewart E, Jackson C A L. Volcano growth mechanisms and the role of sub-volcanic intrusions: insights from 2D seismic reflection data. *Earth Planet Science Letter*, 2013, 373: 41–53
- [39] Jackson C A L. Seismic reflection imaging and controls on the preservation of ancient sill-fed magmatic vents. *Journal of the Geological Society*, 2012, 169(5): 503–506
- [40] De Silva S, Lindsay J M. Chapter 15: Primary volcanic landforms // Sigurdsson H. *The encyclopedia of volcanoes*. 2nd ed. Amsterdam: Academic Press, 2015: 273–297