塔里木地体大地电磁调查和岩石圈三维结构

杨文采1),徐义贤2),张罗磊3),于常青1),于鹏3),张秉政2),杨波2)

1) 大地构造与动力学国家重点实验室,中国地质科学院地质研究所,北京,100037;

2) 中国地质大学(武汉) 地球物理学院,武汉,430074;

3) 同济大学海洋与地球物理学院,上海,200092

内容提要:经过在塔里木盆地内 701 个大地电磁测站的数据采集、资料处理和三维反演,取得测点分布比较均 匀的岩石圈三维电阻率模型,从电性结构角度刻划了塔里木地体三维岩石圈构造。反演取得的电阻率模型表明电 性岩石圈厚度为 138 km,沉积盆地内部的电阻率大都反映为低阻,电阻率小于 10 Ωm。上地壳结晶基底为高阻,深 度 12~24 km;中下地壳为中低阻层,深度约 24~47 km。岩石圈地幔上层为低阻,深度约 47~88 km,电阻率为 10 Ωm。岩石圈地幔下层高阻,深度约 88~138 km。软流圈极低阻,电阻率仅为 4 Ωm。塔里木地体中上地壳高导层 不发育(满加尔除外),地壳平均电阻率值偏高,电性莫霍面不清晰,下方有一个厚的高电阻率"根",说明塔里木盆 地具有克拉通盆地的属性。同时塔里木地体的四周为高角度岩石圈断裂包围,四缘有高电阻率区存在,深度从 15 km 到 90 km 基本不变,这又说明塔里木盆地为处于造山带之间的大型断陷盆地。塔里木地体为早古生代古特提 斯洋中漂移的大陆克拉通地体,以后由于大陆碰撞挤压发生地壳断陷成盆;因此,把它称为断陷型克拉通盆地更为 准确。盆地内满加尔和罗布泊低阻区深度从上地壳 15 km 到约 90 km 地幔一直存在,到下地壳之后在北缘打开缺 口冲过南天山。推测这一低阻带形成于晚古生代古亚洲洋封闭阶段,是塔里木和哈萨克斯坦地体、西伯利亚克拉 通发生碰撞的产物。满加尔坳陷、塔西南的和田坳陷、叶城-莎车坳陷和于田-民丰坳陷、以及唐古孜巴斯坳陷地壳 呈现低电阻率,说明这里流体活跃,有利于大型特大型油气成藏。

关键词:塔里木盆地;大地电磁探测;三维反演;岩石圈构造古亚洲洋封闭;大陆碰撞

中国的克拉通盆地与北美、欧洲的克拉通盆地 不一样,其形成机制很难用重力负载弯曲或大陆岩 石圈伸展减薄来解释清楚(杨文采,2014a)。中国的 克拉通盆地中,塔里木盆地是很特别的一个,它本身 就是一个岩石圈地体,既是个克拉通盆地,又是个断 陷盆地,演化过程比一般克拉通盆地复杂得多 (Kosarev et al., 1993; Abdrakhmatov et al., 1996;秦国卿等,1994;康玉柱等,1996,2009;贾承 造等,1997; 金之钧等,2004;杨文采,2010;何文渊 等,2011)。塔里木盆地作为一个地体,对其岩石圈 结构的研究多注重其浅层和周边构造接触部位,而 对其内部深层的调查研究工作不多。鉴于塔里木地 体研究在恢复中亚地区构造演化的重要性,以及对 深层油气资源勘查的需要,我们在此区进行了多年 的综合地球物理探测,取得了大量第一手资料。本 文对全区大地电磁地球物理探测的最终成果,即塔 里木岩石圈的电阻率三维结构进行报导,并对其地 质含义进行初步分析。文中"塔里木盆地"指塔里木 克拉通地体的上部沉积层,它与塔里木地体在的地 表边界一致,不同的只是延深。

1 地质与地球物理概况

塔里木盆地位于天山和昆仑山两大造山带之间,面积约56万平方千米,是我国最大的内陆盆地。 盆地中部海拔800~1300 m,东西长约1500 km,南 北宽约400~500 km,盆地内油气等矿产资源非常 丰富。塔里木盆地的结晶基底形成于1.8 Ga 以前 (康玉柱等,1996,2009;贾承造等,1997;金之钧 等,2004;何文渊等,2011)。到450 Ma 前,塔里木 从冈瓦纳大陆裂解,成为前震旦纪稳定地体,开始从 南半球向北漂移(谢晓安等,1996)。300 Ma 前,塔 里木地体和哈萨克斯坦地体及西伯利亚克拉通碰

收稿日期:2015-05-06;改回日期:2015-06-25;责任编辑:郝梓国。

注:本文为中国地质调查局地质调查项目(编号12120113093800)资助的成果。

作者简介:杨文采,男,1942年生。加拿大 McGill 大学地球物理学博士。长期从事地球物理研究工作,现为中国地质科学院地质研究所研 究员,中国科学院院士。Emial:yangwencai@cashq.ac.cn。

撞,使古亚洲洋封闭,逐渐成为亚欧大陆的南沿(方 大钧等,2006;杨文采,2010)。此后塔里木地体顺时 针旋转,并逐渐由海变陆,处于南方的古特提斯洋大 陆边缘环境。200 Ma前,羌塘地体向北漂移并与塔 里木地体碰撞,使古特提斯洋封闭,形成塔里木地体 南沿的昆仑碰撞造山带。此后盆地周围被大断裂所 围绕,呈不规则菱形,其内部形成厚达数公里的陆相 沉积层。60 Ma 以来,由于印度次大陆向亚欧板块 的碰撞俯冲和青藏高原的地壳缩短隆升,塔里木盆 地内部受强烈挤压形成了多个隆起带,如巴楚隆起、 塔北隆起和塔东南隆起(杨文采,2010,2014a,c)。

多年来,在塔里木盆地及周边造山带开展了折 射地震剖面调查、反射人工探测地震剖面调查、地震 体波层析成像方法研究等地球物理探测调查(丁道 桂等,1996;李秋生等,2000)。塔里木盆地内部现 今的地温梯度为16~25℃,大地热流值为30~50 mV/m²(王良书等,1995),属于冷盆(图 1a~b)。折 射地震剖面推断的地壳厚度为 45~60 km(李秋生 等,2000),见图 1c。但是由于塔里木盆地为沙漠覆 盖,工作条件恶劣,台站布设极不均匀,目前研究程 度仍然较低,波速成像分辨率远达不到区分盆地内 部构造单元的要求。为了建立塔里木地体精细的三 维岩石圈构造模型,我们在进行其它地球物理方法 数据采集处理的同时(侯遵泽等,2011;于常青等, 2012;杨文采等,2012),开展了全盆大地电磁法探 测。研究的目标是通过大地电磁法探测和三维反 演,建立塔里木地体三维电阻率模型;并结合地壳三 维密度、地震波速和泊松比模型,最终建立岩石圈三 维构造模型。

根据岩石物性测定结果看(Judd and Roy, 1981;贾承造等,1997;赵发展等,2006何文渊等, 2011),塔里木盆地志留纪以上的碎屑岩地层电阻率 一般为3~50 Ωm,但其中膏盐岩、溢流玄武岩等具 有相对较高的电阻率,可达200~1000 Ωm。其中上 古生界砂泥岩地层较发育,电阻率低。志留纪以下 碳酸盐岩地层发育,碳酸盐岩石的地层电阻率一般 为50~2000 Ωm,例如塔中45、49 井中下奧陶世灰 岩电阻率一般为200~2000 Ωm。前寒武纪结晶基 底岩石的电阻率大于10³ Ωm。不过,地层电阻率受 其中地下水影响严重。尤其是塔里木盆地切穿基底 和沉积盖层的垂向裂隙非常发育,地表地下水能够 沿断裂下渗到地下数千米深处,溶蚀矿物晶体,使地 层电阻率明显降低(贾承造等,1997)。例如结晶基 底中的片麻岩电阻率一般大于2000 Ωm,水溶后电

大陆地壳电阻率除了与岩性和裂隙中流体含量 高有关外,还与温度有关,总趋势是随温度升高而降 低。地幔电阻率随地温升高向下方趋向于降低,与 部分熔融有关。对于结晶岩的上地壳,岩石高电导 率则主要与盐水的活动和水溶作用有关。地球化学 动力学实验的结果表明(张荣华等,2007),在温度低 于 200℃时硅的水溶速率非常低,在 200℃时开始增 高,在中地壳温度(300℃)压力下,硅的水溶速率最 大,为铝或钠的水溶速率 3~5 倍。由于硅-氧化合 键组成了地壳岩石的格架,硅的水溶速率快速提高 表明岩石格架的崩解,势必造成孔隙度增高及电阻 率减低。塔里木盆地内部现今的地温梯度为 20℃ 左右,在15 km 深处约为300℃左右,正是水溶作用 可能强烈发生的区段(杨文采, 2010)。如果这里岩 石原来含有少量水分,中地壳以下将显示出电阻率 减低,标志水溶作用的后果。这一点对三维岩石圈 构造的解释很有意义。

2 大地电磁资料采集处理和反演

在中国地质调查局和中石化的大力支持下,我 们按 SY/T5820-1999《石油大地电磁测深法技术规 程》等有关技术要求,采用导航 GPS 定位,用不同 的仪器采集了全区大地电磁场張量数据,每个点观 测时间在 5000s 以上。经过 5 年的努力,在全盆取 得了 701 个质量合格的测点数据,测点分布比较均 匀合理。资料处理主要包括统一数据格式、噪声压 制、资料预处理、极化模式识别、静校正等(考夫曼 等,1987;陈乐寿等,1990 徐义贤等,1998;魏文博 等,2003)。为了最终取得三维电阻率模型,首先进 行观测数据的畸变改正,然后进行二维反演,并用二 维反演结果作为三维反演的初始模型,最后作三维 反演取得岩石圈三维电阻率模型(Zhang Luolei et al.,2009,2010)。

由于复杂的近地表条件和地下地质构造,造成 野外观测的大地电磁曲线发生相当程度的畸变,必 需对畸变数据进行校正处理,以保证大地电磁反演 的质量。单纯使用局部算法直接求解 GB 分解定义 式(Groom et al., 1993),初始值选取不当会导致求 解过程不稳定。用基于混合优化算法的 MT 阻抗 张量畸变分解方法,我们对 GB 张量分解畸变因子 和区域阻抗的求解方法进行了改进(李洋等, 2010)。然后,构建出了一种兼顾光滑和尖锐边界的 正则化反演方法,反演二维电阻率模型,并用它作为



图 1 (a)塔里木盆地内部现今的地温梯度图;(b)大地热流等值线图。(c)南北向典型的地壳折射地震剖面 (李秋生等,2000)。(d)塔里木地体中央反演取得的一维电阻率模型

Fig. 1 (a) Geothermal gradient contour map of the Tarim basin; (b) Feat flow contour map of the basin; (c) a reflection profile across the basin from the south to north; and (d) resistivity log of the Tarim lithosphere produced by 1D inversion

三维反演的初始模型(Zhang Luolei et al., 2009, 2010)。对全盆 701 个大地电磁测点数据进行三维 反演,在目前还是尖端的高科技,对算法要求很高 (Newman et al., 2000)。为提高反演空间分辨率, 引入了最小梯度支撑泛函代替平滑模型约束,得到 相对比较清晰的尖锐电性分界面,更有利于刻画地 下构造。三维反演时采用的正演网格数为 120×80 ×40,横向网格间距 10 km×10 km。三维反演时采 用的反演网格数为 60×40×40,横向网格间距 20 km×20 km,水平方向网格间距 10 km×6 km,纵向 深度按对数剖分 40 层至 100 km。三维电阻率反演 共迭代 6 次,迭代后数据拟合差降低 1/2。

为检验三维反演的效果,首先来对比二维和三 维反演电阻率剖面图。图 2a 为二维反演电阻率剖 面,图 2b 为三维反演电阻率剖面图。比较图 2a 和 图 2b 可见,二维和三维反演电阻率剖面模式相似, 但后者有两处明显改善。一是剖面中间的巴楚隆起 高阻地壳下方,二维剖面高阻地壳没有收底,而三维 反演剖面高阻地壳在 50 km 深度收底了,与图 1c 地 震探测结果一致。另一是剖面南部反映和田坳陷的





Fig. 2 A profile showing comparison between the 3D resistivity inversion results with the 2D inversion results

低阻异常下方,二维剖面上没有收底,而三维反演剖 面在 30 km 深度收底了(图中标志"L6")。由此可 见,三维反演比二维反演的结果更精确。

为进一步检验三维反演的效果,再来对比深反 射地震和三维反演电阻率剖面图。项目组曾经在盆 地内处理过两条深反射地震剖面图(于常青等, 2012),位置示如图 3a 和图 3b,图 3a 还示出了全盆 大地电磁测点位置,图 3b 为图 3a 的放大图。图 3c 和图 3d 分别为过巴楚隆起的 272 线深反射地震剖 面和三维反演电阻率剖面,注意深反射地震剖面深 度只到 35 km 左右,图中用"d*"标明。比较图 3c 和图 3d 可见,深反射地震剖面有明确显示的五条主 要断裂 F1~F5,其中四条(F2~F5)在电阻率剖面 都有明确显示,位置和深度吻合很好。图 3e 和图 3f 分别为过巴楚和塔中隆起北侧的 J01~J03 线深反 射地震剖面和三维反演电阻率剖面,深反射地震剖 面深度用"d*"标明。比较图 3e 和图 3f 可见,深反 射地震剖面有明确显示的主要断裂在电阻率剖面都 有明确显示,二者反映的盆地及地壳构造也吻合很 好。由此可见,三维反演电阻率剖面图能提供深反 射地震剖面上的主要构造信息,而且观测成本大为 降低。

3 塔里木岩石圈电性结构

3.1 岩石圈厚度

在塔里木盆地内部有一个长周期观测的大地电 磁标准点,位于东经 80°、北纬 41°。这个标准点观 测的大地电磁场的一维反演结果示如图 1d,注意用 专业要求的双对数坐标。由此图可见,标准点邻域 上地壳可分 5 层,第 1 层高阻(图中标志 1a),深度 约 0~0.4 km,为干沙土壳。第 2 层中阻(1b),深度 约 0.4~1.8 km,为疏松沉积层。第 3 层高阻(1c), 深度约 1.8~6 km,为固结碎屑岩。第 4 层中阻 (1d),深度约 6~12 km,为碳酸盐岩层。第 5 层高 阻(1e),深度约 12~24 km,为致密结晶基底。总之 图中标志 1a~e 的五亚层属于上地壳。

图中标志的第2层为中低阻层,深度约24~47 km,为中下地壳。下面还要看到,这个中低阻层只 能代表满加尔坳陷西缘,不能代表塔里木盆地。第 3层为低阻,电阻率为10 Ω m,深度约47~88 km, 为岩石圈地幔上层。第4层为高阻,深度约88~ 138 km,为岩石圈地幔下层。第5层为极低阻,电 阻率仅为4 Ω m,顶面深度138 km,进入软流圈。据 此可推测地壳厚度为47 km,电性岩石圈厚度138 km。岩石圈地幔上层电阻率明显低于下地壳电阻 率,可能说明两处岩石性质有明显区别。

3.2 上地壳电性结构

现在转向研究塔里木地体内部上地壳电阻率的 平面展示,图 4 为深度 4 km 和 15 km 的三维反演 电阻率平面图,图中的小红点为大地电磁测点位置。 深度 4 km 的电阻率平面图显示盆地内部主体都反 映为低阻,电阻率小于 10 Ω m,其中塔中至塔河之间 的电阻率小于 5 Ω m。上面曾指出,塔里木盆地垂向 裂隙非常发育,地表地下水能够沿断裂下渗到地下 数千米深处,使地层电阻率降低。盆地周边有三处 明显的高阻区,它们是柯坪-巴楚隆起(图上编号 H₁),库鲁克塔格隆起(图上编号 H₂)和塔东南隆起 (图上编号 H₅)。这些高阻区反映了塔里木地体边 缘坚硬的岩块,保护地体在挤压碰撞中不会破碎。 巴楚隆起在电性结构上表现为 20~1000 Ω m 的高 阻区,范围与地表观测一致。但是塔北和塔中隆起 都还没有清晰的显示。 (a)

SIN: 6.6

d*

(d)

z (km) d* 40

(e)

(f)

-20





Fig. 3 Comparison between the 3D resistivity inversion results with deep reflection seismic results (a,b)一两条深反射地震剖面图位置及全盆大地电磁测点位置;(c,d)一过巴楚隆起的272线深反射地震剖面和三维反演电阻率剖面对比; (e、f)一过巴楚隆起北缘和塔中的 J01~J03 线的剖面对比

(a, b)-Position of reflection profiles and MT stations; (c, d)-reflection profile #272 comparing with resistivity inversion result; (e, f)-reflection profile J01~J03 comparing with resistivity inversion result

深度 15 km 的电阻率平面图显示盆地下方的 结晶基底,小于 10 Ω m 的低阻区面积大大缩小,只 剩下以下四处:满加尔坳陷(图上编号 L1),罗布泊 (图上编号L₂),阿瓦提坳陷(图上编号L₃)与和田坳 陷(图上编号 L₆)。随低阻区面积缩小盆地的高阻 区增加两个,它们是塔中北侧(图上编号 H₃)和策勒 东南(图上编号 H₄)。策勒东南高阻区反映了塔里

木地体南部边缘坚硬的岩块;塔中北侧高阻区 H₃处 于盆地中央,成南北东西分界的标杆。H₃以南几乎 全部成为 $20 \sim 400 \ \Omega m$ 的中高阻区,以致使巴楚隆 起在电性结构上的表现范围不再与地表观测一致。

深度 20 km 的电阻率平面图显示盆地上地壳 的底部,示于图 5。小于 10 Ωm 的低阻区面积更加 缩小,但同时分解出小的低阻区,如和田坳陷两边的







图 5 深度 20、25、30 和 40 km 的三维反演电阻率平面图 Fig. 5 Resistivity inversion maps on planes of depth 20 km, 25 km, 30 km and 40 km

叶城-莎车坳陷(图上编号 L_s)和于田-民丰坳陷(图 上编号 L₇)。在唐古孜巴斯北端也分解出小的低电 阻率区(图上编号 L₄),可能是唐古孜巴斯坳陷在上 地壳底部的反映,电阻率小于 5 Ωm。由此可见,盆 地内地震勘探查明的主要坳陷构造单元,在上地壳 电性结构上都有表现,并且在上地壳底部也可追溯 到它们的根。塔里木地体内部上地壳电阻率的分布 模式与地台区比较相似,不过还有两点不同。一是 沉积层和上地壳都比正常地台区厚 5 km 左右,二 是上方沉积层几乎占据了整个地体,这两点都体现 了山间断陷盆地的特点。

3.3 中下地壳电性结构

现在来研究塔里木地体内部中下地壳电阻率的 平面展示,图 5 还有深度 25 km、30 km 和 40 km 的 三维反演电阻率平面图。深度 25 km 和 30 km 的 电阻率平面图位于中地壳,深度 40 km 的电阻率平 面图位于下地壳。比较这三张图可见,塔里木地体 内部中下地壳电阻率分布模式与上地壳底部五高七 低分布模式类似,20~400 Ωm 的中高阻区分布范 围远大于低阻区。所不同的是,满加尔坳陷(图上编 号 L₁)和罗布泊(图上编号 L₂)低阻区面积从上到下 逐渐扩大,到下地壳之后在北缘库尔勒以西打开缺 口,低阻区冲过南天山。塔里木地体内中下地壳总 体呈现中高阻电阻率而缺少大面积的低阻夹层,说 明它具有克拉通属性。满加尔中下地壳低阻区面积 扩大可能与水溶作用有关。上面已提到,如果岩石 原来含有少量水分,水溶作用加强的后果将使中地 壳以下岩石电阻率减低。不过,满加尔低阻区面积 从上到下逐渐扩大直到上地幔,一定还与某种特殊 的地质作用有关。

3.4 岩石圈地幔电性结构

岩石圈地幔三维反演电阻率平面图展示于图 6,深度为 60 km 和 90 km。深度 60 km 的电阻率平 面图位于岩石圈地幔顶部,深度 90 km 的平面图位 于岩石圈地幔中部。比较深度 40 km 的电阻率平 面图和这两张图可见,塔里木地体内部上地幔电阻 率分布继承了下地壳电阻率五高七低的分布模式, 但低阻区的分布范围有进一步扩大的趋势,到 90 km 深度,低阻区的分布范围已超过盆地面积一半 以上。所不同的是,罗布泊低阻区面积缩小了,而到 90 km 深度塔西南低阻区(L₅+L₆)面积扩大。从图 3f 的剖面图可见,阿瓦提坳陷(图上编号 L₃)与唐古 孜巴斯北端的低电阻率区(图上编号 L₄)低阻区面 积不大,但深度达到 100 km。岩石圈地幔电阻率横 向分布的继承性显然与岩性变化无关,可能和流体 活动关系密切。

对比图 4~6 可见,塔里木岩石圈反演电阻率高 阻区(编号 H₁-H₅)从深度 15 km 到 90 km 一直存 在,而且位置基本不动。除处于盆地中央的 H₃之 外,其它的四个都处于塔里木地体四缘,从上向下位 置基本不动,大小基本不变。盆地中央的高阻区 H₃ 到深度 30 km 以后向东南方向缓缓移动,到 90 km 时电阻率开始降低。在塔里木盆地下方一个厚达 80 km 的高电阻率柱子支撑着,实在是令人惊奇的 事情。这个柱子也许是塔里木克拉通的"根",说明 塔里木盆地具有克拉通盆地的属性。

4 塔里木地体岩石圈电性结构的地质 含义

大陆地体按岩石圈电性结构可划分成克拉通型、构造边界型、岩石圈改造型、及造山带型等(James, 1989; Meissner and Mooney, 1998; Jolivetand Hataf, 2001)。克拉通型岩石圈电性结构的特征包括电性岩石圈厚度较大,中上地壳高导层不发育,地壳平均电阻率值高,电性莫霍面不清晰等等。塔里木地体岩石圈厚度138 km,中上地壳高导层不发育(满加尔除外),地壳岩石圈平均电阻率值偏高,多数地区电性莫霍面不清晰,下方还有一个厚达80 km 的高电阻率"根"支撑着,说明塔里木盆地的确具有克拉通盆地的属性。

克拉通型盆地通常指大陆克拉通内部的盆地, 盆地只是克拉通的一部分,盆地的演化只是克拉通 地体演化的一个挿曲。但是,塔里木盆地不是塔里 木克拉通的一部分,而是上方地层的全部,即等于塔 里木克拉通地体的上部沉积层。因此,盆地的演化 就是岩石圈地体的演化,这是塔里木盆地与其它克 拉通型盆地不同的特点,也正是无法用其它克拉通 型盆地的形成机制来解释塔里木盆地形成演化的原 因(杨文采,2014a)。上面指出,塔里木地体的四周 为高角度岩石圈断裂包围,四缘有高电阻率区存在, 深度从 15 km 到 90 km 位置基本不动。说明塔里 木盆地为处于造山带之间的大型断陷盆地,塔里木 地体早古生代为古特提斯洋中漂移的大陆克拉通地 体,以后由于大陆碰撞挤压发生地壳断陷成盆(杨文 采,2014b),但在大陆碰撞挤压过程中没有发生碎 裂,整体保存至今。因此,把塔里木盆地称为克拉通 型大型断陷盆地,或断陷型克拉通盆地更为准确。

塔里木地体岩石圈的另一个特点是,存在满加 尔和罗布泊低阻区(图 4-6 上编号 L₁-L₂),深度从 15 km 上地壳到 90 km 地幔一直存在。这个低阻区 在中地壳走向东西,面积较小,但面积从上到下逐渐 扩大,到下地壳之后在北缘库尔勒以西打开缺口,低 阻区冲过南天山。这个低阻缺口在岩石圈地幔面积 逐渐扩大,有向北与北彊连接的趋势。这种特殊的 岩石圈电性结构是由什么特殊的地质作用形成的 呢?上面指出,岩石圈局部岩石电阻率的降低主要 与盐水含量增加有关,而盐水含量增加又与岩石破 裂有关。塔里木地体在古生代处于古亚洲洋和古特 提斯洋之间,四周为海洋盐水包围,只要岩石圈有裂





缝发育,便会有盐水渗入,形成岩石圈电阻率降低的 局部区带。那么,什么特殊的地质作用会形成岩石 圈有大范围岩石裂缝发育呢?首先要考虑的是大陆 碰撞作用。

晚古生代古亚洲洋封闭阶段,塔里木和哈萨克 斯坦地体、西伯利亚克拉通发生碰撞拼合,期后还发 生地体旋转和周边走滑断裂。根据古地磁测量结果 (方大钧等,2006;杨文采,2010),在图7示意了早 石炭纪古亚洲洋封闭前大陆位置。图中表示了西伯 利亚、哈萨克斯坦、塔里木、阿穆尔-蒙古和华北大陆 块位置。早石炭纪时西伯利亚、哈萨克斯坦和塔里 木之间的古亚洲洋正在缩小封闭。塔里木地体在南 边古特提斯洋脊推动下向北运动,挤压北部的"哈萨 克斯坦山弯"岛弧带(图7中赭色条带),这个岛弧带 是蒙古-鄂霍茨克洋向西俯冲形成的外侧的岛弧带 (Artemjevet al., 1994; Abrajevitch et al., 2008). 从石炭纪到二叠纪西伯利亚、哈萨克斯坦和塔里木 碰撞拼合成欧亚大陆,这个岛弧带被挤压弯曲最终 成为著名的哈萨克斯坦山弯构造(orocline)。哈萨 克斯坦山弯构造指经过一系列变形形成的平面上马 蹄形分布的褶皱带或逆冲断裂带。

二叠纪西伯利亚、哈萨克斯坦和塔里木等地体 在中亚的碰撞不仅造成哈萨克斯坦山弯构造,而且 也会使塔里木地体岩石圈在局部碰撞区破裂变形, 发育定向的岩石裂缝带。同时,随着古亚洲洋缩小 封闭,海水便会渗入岩石圈裂缝发育区带,形成岩石 圈电阻率降低的区带。地质学家早已发现,塔里木 盆地早古生代地层中广泛发育了垂向裂隙(康玉柱 等,1996,2009; 贾承造等,1997;何文渊等,2011)。 因此,裂隙发育和海水沿断裂下渗使电阻率明显降



图 7 早石炭纪古亚洲洋封闭前大陆位置与运动示意图

Fig. 7 Carton showing the movement of continents

in the Palaeo-Asian ocean during early Carboniterous 大陆块名称:Sib一西伯利亚,Kaz一哈萨克斯坦,Tm一塔里木, SMG 阿穆尔一蒙古,NCC华北。赭色条带表示蒙古-鄂霍茨克洋向 西俯冲外侧的岛弧带。

Continents include Tarim (Tm), Amur-Mongolia (SMC), North China (NCC), the brown strip indicates the island-arc of the subduction zone of the Mongol-Okhotsk Ocean

低,应该作为塔里木地体岩石圈大规模低电阻率发 育带解释的首选。根据上节岩石圈电性结构的分析 可以判断,塔里木地体在岩石圈碰撞的局部区带位 于满加尔坳陷东北方向,即库尔勒以北的低阻区缺 口。碰撞形成的裂缝发育局部区带延伸到满加尔坳 陷和罗布泊,当时满加尔坳陷长轴方向近于南北,与 碰撞方向方向一致。古地磁测量结果也得到相同的 结论(方大钧等,2006;杨文采,2010),指明塔里木 地体在碰撞后顺时针旋转,直到现代走向近于东西。

含油气的克拉通盆地一般都伴随地壳活跃的流体活动,而流体呈现低电阻率。由塔里木地体岩石圈电性结构的三维成像结果可见,塔里木地体内面积较大而延深稳定的低电阻率区带首推满加尔坳陷,其次是塔西南的和田坳陷,叶城-莎车坳陷和于田-民丰坳陷,以及唐古孜巴斯坳陷。这些地区很可能有大型特大型油气藏。

5 结论与讨论

经过在塔里木盆地内 701 个大地电磁测站的数 据采集、资料处理和三维反演,取得测点分布比较均 匀的岩石圈三维电阻率模型,从电性结构角度刻划 了塔里木地体三维岩石圈构造。反演取得的电阻率 模型表明电性岩石圈厚度为138 km,沉积盆地内部 的电阻率大都反映为低阻,电阻率小于 10 Ωm。上 地壳结晶基底为高阻,深度 12~24 km;中下地壳为 中低阻层,深度约 24~47 km。岩石圈地幔上层为 低阻,深度约47~88 km,电阻率为10 Ωm。岩石圈 地幔下层高阻,深度约88~138 km。软流圈极低 阻,电阻率仅为4 Ω m。塔里木地体中上地壳高导层 不发育(满加尔除外),地壳平均电阻率值偏高,电性 莫霍面不清晰,下方有一个厚的高电阻率"根",说明 塔里木盆地的确具有克拉通盆地的属性。同时塔里 木地体的四周为高角度岩石圈断裂包围,四缘有高 电阻率区存在,深度从 15 km 到 90 km 基本不变, 这又说明塔里木盆地为处于造山带之间的大型断陷 盆地。塔里木地体早古生代为古特提斯洋中漂移的 大陆克拉通地体,以后由于大陆碰撞挤压发生地壳 断陷成盆。因此,把它称为断陷型克拉通盆地更为 准确。盆地内满加尔和罗布泊低阻区深度从上地壳 15 km 到 90 km 地幔一直存在,到下地壳之后在北 缘打开缺口冲过南天山。推测这一低阻带形成于晚 古生代古亚洲洋封闭阶段,是塔里木和哈萨克斯坦 地体、西伯利亚克拉通发生碰撞的产物。满加尔坳 陷、塔西南的和田坳陷、叶城-莎车坳陷和于田-民丰 坳陷、以及唐古孜巴斯坳陷地壳呈现低电阻率,流体 活跃,很可能有大型特大型油气藏。

由于 701 个大地电磁测点数据进行三维反演目 前还是尖端的高科技,反演算法还可以进一步改善。 如果有经费支持,下一步将采用不同网格把地壳和 地幔分开进行三维反演,取得更加准确的岩石圈三 维电阻率模型。

参考文献

陈乐寿,王光锷. 1990.大地电磁测深法.北京:地质出版社.

- 丁道桂,汤良杰.1996.塔里木盆地形成与演化.南京:河海大学出版 社.
- 方大钧,沈忠锐,谈晓冬等.2006.塔里木盆地显生宙古地磁与板块运 动学.杭州:浙江大学出版社.
- 何文渊,邹光辉,刘胜等.2011.塔里木盆地西部构造演化特征与油气 勘探方向.北京:石油工业出版社.
- 侯遵泽,杨文采. 2011. 塔里木盆地多尺度重力场反演与密度结构. 中国科学(D辑),41(1):29~39.
- 康玉柱,1996.中国塔里木盆地石油地质特征及资源评价.北京:地质 出版社.
- 康玉柱,王宗秀.2009.塔里木盆地构造体系与控油作用研究.北京: 中国大地出版社.
- 贾承造.1997.中国塔里木盆地构造特征与油气.北京:石油工业出版社.
- 金之钧,王清晨.2004. 中国典型叠合盆地与油气成藏研究新进展——以塔里木盆地为例.中国科学(D辑),34(增刊1):1~12.
- 考夫曼 A A, 凯乐 G V. 1987. 大地电磁测深法. 北京: 地震出版社.
- 李秋生,卢德源,高锐.2000.西昆仑一塔里木接触带的爆炸地震探测.中国科学(D),(增刊):16~21.
- 李洋,于鹏,张罗磊,王家林,吴健生. 2010. 基于混合优化算法的 MT阻抗张量畸变分解方法. 地球物理学报,53(8):1924~ 1930.
- 秦国卿、陈九辉、刘大建,1994.昆仑山脉和喀拉昆仑山脉的地壳上地 幔电性结构.地球物理学报,37(2):193~199
- 王良书,李成,施央申.1995.塔里木盆地大地热流密度分布特征.地 球物理学报,38(6):854~856.
- 魏文博,金胜,叶高峰,等. 2003.大陆岩石圈导电性的研究方法.地 学前缘,10(1):15~22.
- 谢晓安, 卢华复. 1996. 塔里木盆地深部构造与震旦纪裂谷. 南京大 学学报, 32 (4):88~96.
- 徐义贤,王家映. 1998. 大地电磁的多尺度反演. 地球物理学报, 41 (5): 704~711.
- 杨文采. 1997. 地球物理反演的理论与方法. 北京: 地质出版社, 1~ 271.
- 杨文采.2010.古特提斯域大地构造物理学.北京:石油工业出版社.
- 杨文采,王家林,钟慧智,陈冰. 2012. 塔里木盆地航磁场分析与磁源体结构. 地球物理学报,55(4):1278~1287.
- 杨文采. 2014a. 从地壳上地幔构造看大陆岩石圈伸展与裂解. 地质 论评,60(5):945~961.
- 杨文采,于长青.2014b. 从地壳上地幔构造看大陆碰撞作用(上). 地质论评,60(2):237~259.
- 杨文采,于长青.2014c.从地壳上地幔构造看大陆碰撞作用(下). 地质论评,60(3):486~502.
- 于常青,赵殿栋,杨文采. 2012. 塔里木盆地结晶基底的反射地震 调查. 地球物理学报,55(9):2925~2938.
- 张荣华,张雪彤,胡书敏,等.2007.中地壳的水岩作用对相关的地球 物理性质的影响.岩石学报,23(11):2943~54.

- 赵发展,王贇,王界益,英建胜,蔡云. 2006. 准噶尔和塔里木盆地不 同岩性岩电参数研究. 地球物理学进展,21(4):1258~1265.
- Artemjev M E, Kaban M K, Kucherinenko V A, et al. 1994. Subcrustal density inhomogeneities of Northern Eurasia as derived from the gravity data and isostatic models of the lithosphere. Tectonophysics, 455: 249~280.
- Abrajevitch A, Van der Voo R, Bazhenov M L, et al. 2008. The role of Kazakhstan orocline in the late Paleozoic amalgamation if Eurasia. Tectonophysics 455: 61~76.
- Abdrakhmatov, K Ye, Aldazhanov S A, Hager, B H et al. 1996. Relatively recent construction of the TienShan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. Nature, 384: 450~452.
- Fang Dajun, Shen Zhongyue, Tan Xiaodong, et, al. 1997. Paleomagnetism of Tarim Basin and the plate motion. (in Chinese). Hangzhou: ZieJiang Univ. Press.
- Groom R W, et al. 1993. A quantitative methodology to regional magnetotelluric impedances and determine the dimension of the conductivity structure. Geophys. J. Int., 115: 1095~1118.
- Hou Zunze, Yang Wencai. 2004. Multi-scale inversion of density structure from gravity anomalies in Tarim Basin. Sci. in China, Ser. D, 54(3): 399~409
- James D E (Ed.). 1989. Encyclopedia of solid Earth geophysics. New York: Van Nostrand Reinhold Com.
- Jolivet L, Hataf H C. 2001. Geodynamics. Lisse: A. A. Balkema Pub.
- Judd, W R, Roy, R E. 1981. Physical Properties of Rocks and Minerals. McGran-Hill.
- Kang Yuzhu (ed.). 1996. Petroleum Geology on Tarim Basin (in Chinese). Beijing: Pub. House of Geology.
- Kang Yuzhu, Wang Zongxiu. 2009. Structure system and oil/gas formation of Tarim Basin (in Chinese). Beijing: Dadi Press.
- Kosarev, G L, Petersen, N V, Vinnik, L P et al. 1993. receiver function for the Tien Shen analog broken network: Constrains

in the evolution of structures across the Talasso-Fergan Fault. J Geophys. Res., 98, B3: 4437~4448.

- Meissner R, Mooney W. 1998. Weakness of the lower continental crust: a condition for motions. Tectonophysics, 296:47~60.
- Newman G A, Alumbaugh D L. 2000. Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugategradients. Geophys. J. Int., 140(2):410~424.
- Yang Wencai. 1997. Theory and Methods in Geophysical Inversion (in Chinese). Beijing: Geological PublishingHouse.
- Yang Wencai. 2010. Tectonophysics of Paleo-Tethyan (in Chinese). Beijing: Petroleum Pub. Co., 2010
- Yang Wencai, WangJialing , ZhongHuizhe , Cheng Bin, 2012. Analysis of regional magnetic field and source structure in Tarim Basin. (in Chinese),
- YANG Wencai, 2014e. Continental extension and rifting reveled by worldwide comparison of crust and upper mantle structures (in Chinese). *Geological review* 60(5): 945~961.
- Yang W C, Yu C Q. 2014a. Continental collision process reveled by worldwide comparison of crust and upper mantle structures (I). Geologicalreview (in Chinese), 60(2): 237~259.
- Yang Wencai, Yu Changqing. 2014c. Continental collision process reveled by worldwide comparison of crust and upper mantle structures(II). *Geoloicalreview* (in Chinese), 60(3):486~502.
- Yu Changqing, Zhao Dendong, Yang Wencai. 2012. Viewing basement characteristics and divisions of Tarim Basin from Deep Seismic reflection Profiles (in Chinese). Chinese J. Geophysics, 55(9): 2925~2938.
- Zhang Luolei, Yu Pengu , Wang Jialin, Wu Jiansheng. 2009. Smoothest model and sharp boundary based two-dimensional magnetotelluric inversion. Chinese Journal of Geophysics. 52 (6):1625~1632.
- Zhang Luolei, Yu Peng, Wang Jialin, Wu Jiansheng. 2010. A study on 2D magnetotellruic sharp boundary inversion. Chinese Journal of Geophysics, 53(3):631~637.

YANG Wencai¹⁾, XU Yixian²⁾, ZHANG Luolei³⁾, YU Changqing¹⁾, YU Peng³⁾, ZHANG Binzheng²⁾, YANG Bo²⁾

State Lab of Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, CAGS, Beijing, 100037;
China University of Geosciences, Wuhan, 430074

3) College of Marine Geology and Geophysics, Toji University, Shanghai, 200091

Abstract

This paper presents the results of magnetotelluric investigation in Tarim Basin. We completed the survey at 701 stations and performed data processing and 3D inversion, obtaining 3D lithospheric electrical resistivity model of the Tarim terrane, which reflects lithospheric structures from viewpoint of electrical properties. Interpretation of the results determines that the electrical thickness of the asthenosphere in the terrane is 138 km, sedimentary basin has low electrical resistivity less than 10 Ω m. The crystalline basement is of high-resistivity with depth from $12 \sim 24$ km. The middle and lower crust is of more or less low-resistivity with depth from $12 \sim 24$ km. The crystalline basement is of high-resistivity with depth from $24 \sim 47$ km. The upper part of the lithospheric mantle is of low-resistivity of about 10 Ω m with depth from $47 \sim 88$ km. The lower part of the lithospheric mantle has higher resistivity with depth from $88 \sim 138$ km. The asthenosphere has very low resistivity of 4 Ωm . Except the Manjar depression, its upper and middle crust do not contain any developed low- resistivity layers, crustal average resistivity turns to a slight high, the Moho discontinuity is not clear, and there is a high-resistivity root supporting the basin reaching depth of 80 km. These facts show that the Tarim basin should belong to the craton type. However, the terrane is surrounded by steep lithospheric faults, contains high-resistivity blocks all around without movement from depth 15 km to 90 km. These facts also show that the Tarim basin should belong to the fault-sunken type. As a matter of fact, the Tarim terrane was a continental craton terrane drifting along a ocean in the Paleozoic, and then faulted and sunken becoming a basin owing to continental collision and compression afterwards. Thus we may call it as a large fault-sunken craton basin. The Manjar depression within the basin is a low resistivity block from depth 15 km down to 90 km, and develops a low resistivity loophole in its northern boundary into Tien Shan. We infer that this low resistivity block was created during the closure of the Paleo-Asian ocean in the late Paleozoic, caused by collision between the Tarim, Kazakhstanterranes and Siberia craton. The Manjar, Hetain, Yecheng-Sache, Yutain-Mingfeng and Tangguzibasdepressions are all crustal low resistivity blocks, showing active fluid movement. They can be potential areas for oil/gas exploration.

Key words: Tarim Basin; magnetotelluric investigation; three-dimensional inversion; Lithospheric structure; closure of Paleo-Asian Ocean; continental collision