西乌鲁木齐地区上地壳波速结构及其构造解析*

冯 梅，李会军，安美建，王宗秀，王小凤
（中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081）

摘要：乌鲁木齐市西部地区处于北天山地震带中，是准噶尔含油气盆地的南缘中部的一部分。本研究于 2010 年 5 月至 10 月在该区域部署了 20 个微地震观测台站。通过对记录的天然微地震资料的分析发现：研究区微地震活动比较频繁，但总体分布比较离散，没有明显沿着某条或某几条断裂成带状集中分布。说明北天山地震带在研究区内的地震活动主要受控于多级构造，也是研究区处于宽缓盆山转换带的一个典型特征。利用三维地震层析成像反演获得了区域上地壳三维纵波速度结构，并利用统计分辨率矩阵分析方法获得了反演模型的三维空间分辨率分布。所获得的波速结构显示：属于准噶尔盆地的乌鲁木齐山前凹陷比柴窝堡凹陷沉积地层厚，而柴窝堡凹陷与博格达复背斜具有相似的地层特征。分割乌鲁木齐山前凹陷与柴窝堡凹陷的东西走向构造块体边界断裂较发育，倾向南，倾角较缓，该断裂应该是北天山地震带的主断裂；分割柴窝堡凹陷与博格达复背斜的近南北走向构造块体边界断裂不发育。此外，柴窝堡凹陷北部 5～10 km 深度范围内存在一个局部隆起区，可能具有良好的油气资源勘探前景。

关键词：深层构造；被动地震探测；西乌鲁木齐地区；天山地震带；准噶尔盆地
中图分类号：P315 **文献标识码**：A **文章编号**：1000-3274(2013)04-0019-13

引言

我国西北重镇乌鲁木齐位于天山北麓和准噶尔盆地南缘。该区地震活动异常活跃、并呈带状分布，属于北天山地震带。同时乌鲁木齐地处北天山地震带与南天山地震带的交汇区域[1]（图 1）。欧亚大陆与印度板块的不断挤压碰撞使得天山地震带变得异常活跃[2]。另外，准噶尔盆地（图 1）是我国西北地区重要的含油气盆地之一，该盆地沉积范围广，沉积充填巨厚，油气资源相当丰富。但从已有的勘探成果看，已发现的油气田和探明储量多分布于盆地的西部和东部隆起，盆地西部和中东部油气资源的勘探程度和调查研究程度也比较高[3~6]。然而乌鲁木齐所在的同样具有良好生油条件的盆地南缘的探明油气资源储量却很少[7]。但由于准噶尔盆地南缘地处天山山前坳陷区，经历了多期的构造复合、叠加和改

* **收稿日期**：2013-01-11；**修改回日期**：2013-07-10
基金项目：国家自然基金项目(41174039)，中国地质调查项目(12120113101400，121210733507)共同资助
作者简介：冯梅(1977-)，女，四川宣汉人，副研究员，主要从事层析成像和活动构造等研究。

万方数据

造作用，形成了现今相对复杂的地质结构和构造，这加大了对该区域研究的难度[8]。总之，对乌鲁木齐及其周边地壳的探测研究不但有助于全面了解准噶尔盆地的资源潜力，也有助于人们对区域地震活动的深入认识。

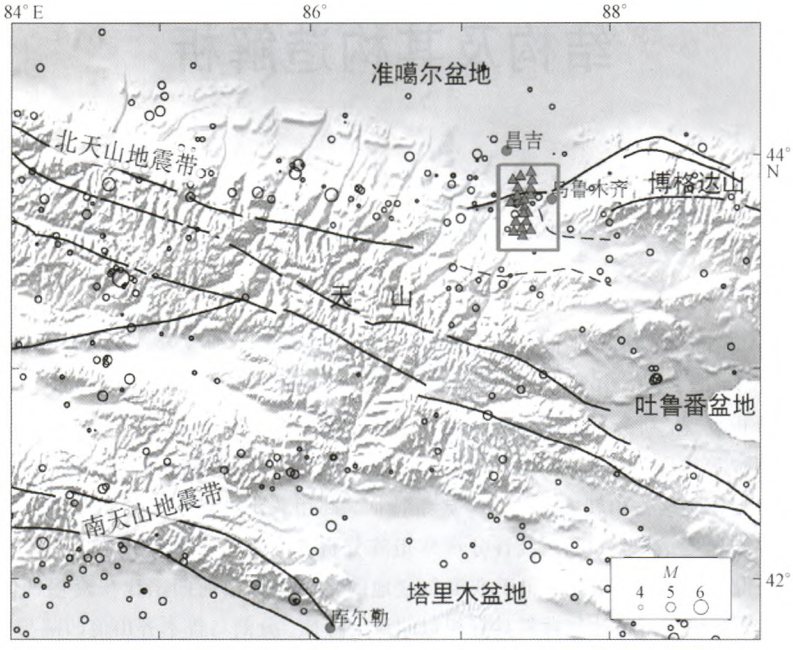

图1 研究区周边构造和地震活动

（黑色构造线来自于中华人民共和国1:250万数字地质图[19]，黑虚线构造线来自于1:20万乌鲁木齐幅区域地质图[8]，方框区域为研究区，三角为地震台站；空心圆圈为1970年至2012年10月间发生的大于4级的地震，数据来自于中国地震台网）

为了查明准噶尔盆地与周缘造山带的盆山耦合关系等深部构造特征，陈俊湘和陈景亮[9]通过对地震转换波速的统计和地质分析，总结了准噶尔盆地基底及其地震速度特征，提出了对准噶尔盆地基底性质的新认识。新疆地学断面（独山子—泉水沟）地球物理调查综合研究结果显示北天山地体与准噶尔盆地属同一基底构造区[10]。该研究结果解决了天山地体与准噶尔盆地在较大尺度上的盆山耦合关系等问题。但对于较小的局部尺度上的盆山耦合关系等问题仍未解决。近年来对盆地局部也开展了一些二维人工地震探测工作[11]，但人工地震探测研究范围和深度都比较有限。利用微地震观测进行的被动地震勘探[12]是一种经济有效的三维地球物理探测手段，它不仅可以通过天然地震的空间分布规律来揭示小范围现今活动构造的三维展布特征[13,14]，也可以通过三维弹性波速分布来揭示区域隐伏或不活动构造的展布特征[15]，该方法适合于对中小尺度三维浅层地壳结构和构造的探测研究，尤其适合于人工地震难以实施、且天然地震活动异常活跃的地区。比如，在柴达木盆地西部盆山转换带的三维构造研究中取得了较好的应用效果[16]。

区域地震震级与频次的对数间存在线性关系，对于天山地震带而言，这个关系式大致为震级 $M=0.8\log$（累积频度 N）[17]。由于微地震与大地震求出的线性关系式基本相同[18]，且乌鲁木齐周边的大地震相对活跃，因此该区的微地震应该也比较活跃，因此该区域适合利用微地震观测进行上地壳研究。为了实现对准噶尔盆地南缘深部三维构造格架的探测，

万方数据

本研究在乌鲁木齐市区以西(下称西乌鲁木齐)(图 1 中粉色方框所示区域)开展了为期半年的微地震监测工作。通过对采集到的地震数据进行地震定位和三维层析成像处理，提取出了反映研究区上地壳结构和构造等方面的信息。

1　方法

利用天然地震观测进行的被动地震勘探主要是以发生在研究区内的天然微地震为监测对象，借助地震波射线传播理论，利用记录到的天然地震观测对震源三要素(发震位置，发震时刻和震级)和三维弹性波速结构进行研究的一种手段。该方法与一般宽频地震研究主要区别是，该工作布设的台阵密度大且只使用区内的微地震。这个区别决定了前者主要会得到中上地壳的结果，且所得结果精度比一般宽频地震研究高，因此有更明显的应用价值，故往往被称为被动地震勘探。

区别于人工地震勘探的是，被动地震勘探所用的震源不需要人工激发。但由于微地震震源位置不确定，因此该工作仍依赖于区域微地震的活动性，再加上微地震信号的频率较人工地震低，因此精度也较人工地震低，但由于观测台站可以按离散点部署且不需要放炮，所以更为经济且不易受研究区地面地质条件限制。因此该工作对于具有复杂地形条件的盆山转换带和不能实施人工爆破的城镇周边具有重要的应用价值。

根据地震波射线传播理论，通常假设从震源到台站之间地震波的传播时间主要受传播路径上的波速结构控制，所以可以建立如下震源位置、波速结构等参数与地震波传播时间之间的关系[20]：

$$t_{\text{震相到时}} = t_{\text{发震时刻}} + \int_{\text{台站}}^{\text{震源}} \frac{\mathrm{d}l}{v_i}$$

式中，$\mathrm{d}l$ 是地震传播路径上的一个长度积分单元，v_i 为该积分单元上的平均波速值。对于多条震源到台站的地震射线，可以建立很多这样的方程，即形成一个大型方程组。该方程组中，台站位置为已知量，震相到时可以从地震记录数据中提取，也为已知量。如果已知震源位置和发震时刻，就可以反演波速结构，这个反演过程通常称为地震层析成像；反之，如果已知波速结构，就可以反演计算震源位置和发震时刻。所以反演震源位置和波速结构是两个相辅相成的过程，至今两者已经成为天然地震数据分析的基础手段。本研究首先对观测到的地震进行定位，然后对区域上地壳结构进行层析成像。

地震定位是非常成熟的方法，我们这里使用了 Hypo71 定位方法[21]。由于该方法是常规的天然地震数据分析过程，因此这里不再对有关技术进行介绍。由于地震通常发生在断层面上，所以通过地震定位反演获取的震源三维空间分布可以探知活动断裂的产状等信息。

在层析成像反演中，由于首到 P 波识别可靠性高，因此我们这里只做了首到 P 波的层析成像。为提高精度，在层析成像射线追踪过程中，我们采用了波面有限差分模拟，然后从模拟结果中获得了射线的传播路径[15]。由于断层的上下盘或不同块体之间可能存在弹性波速差别，所以利用层析成像获得的三维波速分布可以探知隐伏或不活动断裂的展布特征或构造分区特征。

不管是地震定位，还是地震层析成像，它们都需要通过综合研究区的已有资料创建一个更符合研究区实际情况的初始地震速度模型。但有关西乌鲁木齐及周边地壳三维速度结构的资料非常有限，参照青藏高原周边的研究情况，本文采用了一个上地壳厚为 20 km 的

万方数据

一维模型，其中近地表包含约1.6 km厚沉积层(V_p=2.17 km/s)，然后P波速度渐变增加并在8 km深度达到5.5 km/s。对于地震定位而言，其可靠程度主要取决于观测地震台站的分布，其次才取决于初始波速模型的可靠程度。大量测试显示，初始波速模型对台网内的地震定位比对台网外的地震定位影响要小得多。为了减少初始波速模型对定位结果的影响，本文只分析使用了被台网很好覆盖(即处于台网内部)的、可以被可靠定位的地震。对于层析成像而言，由于地震层析成像结果主要反映区域速度的相对高值和相对低值区，而不是绝对速度值，因此采用全球平均模型作为初始波速模型可能会使层析成像结果模型中的绝对值偏离区域平均值，但对相邻区域间波速变化的影响较小。因此本文在之后的地震层析结果的解释中更注重波速横向和纵向的变化(相对高低)，而不侧重于对速度绝对值的解释。

由于区域地形变化可达近1 km，因此即使在海平面位置，各位置的实际深度可能存在较大的差别。为此在三维模型离散化过程中，该模型的顶面不是地表，而是在参照区域地表有最大海拔高程的情况下，假定海拔为1.3 km高度的平面为模型顶面。因此，下文提到的某深度对应的值应该是海平面深度与1.3 km的差，如深度为5 km所对应的实际海平面深度为3.7 km。

在层析成像研究中，需要对模型中各个位置的空间分辨率进行评估，最佳的方式是直接给出空间分辨长度。空间分辨长度是反演中的最小可探测空间尺度，或者说某点的解代表了多大空间的平均信息。在层析成像研究中，通过求解分辨率矩阵获得各位置的分辨长度[27~31]是最佳的进行模型分辨率评估的方式，但由于三维反演参数较多，利用矩阵操作的方式求解分辨率矩阵往往难以实现，故常见的是通过理论模型(如检测版模型)恢复测试来定性估计各空间位置是否具有某长度的空间分辨率[22~26]。An[31]提出了一种简单易行的通过随机理论模型样本反演统计分辨率矩阵的方法。在这种方法中，首先是创建一定数量的随机理论模型、并分别求取这些理论模型对应的解。这个过程与传统检测版测试类似，只是这里输入的理论模型是随机模型，而不是理论模型恢复测试中所需的特定异常分布的模型。然后以这些输入理论模型和输出反演解模型为观测，通过一个简单的单未知数反演就可以直接得到每个点的空间分辨长度[31]。这种方法非常简单且对内存要求较低；另外，由于这种方法是从随机理论模型反演测试的输入和输出模型中基于统计方法得到的，因此这种分辨率矩阵更能体现整个反演所涉及到的多种因素和过程；再者，由于这种分辨率矩阵求解过程无需进行矩阵操作且不依赖于具体正演和反演方法，因此可以被应用于更普遍的反演问题。

这里利用统计分辨率矩阵方法确定了本层析成像结果的各向同性的空间分辨长度。所用到的有关公式(参见An[31])较简单，因此这里就不做介绍，结果见下文。由于An[31]只给出了一维和二维实例，因此本文是统计分辨率矩阵分析首次应用于对三维模型空间分辨率的评估。

2 数据及处理

本研究于2010年5～10月在位于准噶尔盆地南缘中部乌鲁木齐市以西约1 200 km^{2}的盆山转换带内部署了20台天然地震观测设备(图1中粉三角)。平均台站间距为8～15 km。由于台站部署密度相对较低，所以这里以揭示盆山转换带深部的大体构造格架为主要研究

万方数据

目的。天然地震台站采用的是适于观测无感微地震的 L－22E 型短周期地震仪，该类型仪器曾在柴达木盆地西部[14]和龙门山断裂带映秀段[13, 18]记录到了震级小到 0.5 级的微小地震。台站在部署期间记录了大量连续的高质量地震资料。图 2 显示了地震台站记录到的 2010 年 9 月 27 日发生在研究区的一个 2.6 级地震的垂直分量波形实例。该地震图显示，除了少数靠近乌鲁木齐市区的地震台站噪音较强以外，大多数台站数据的信噪比较高，数据质量很好。

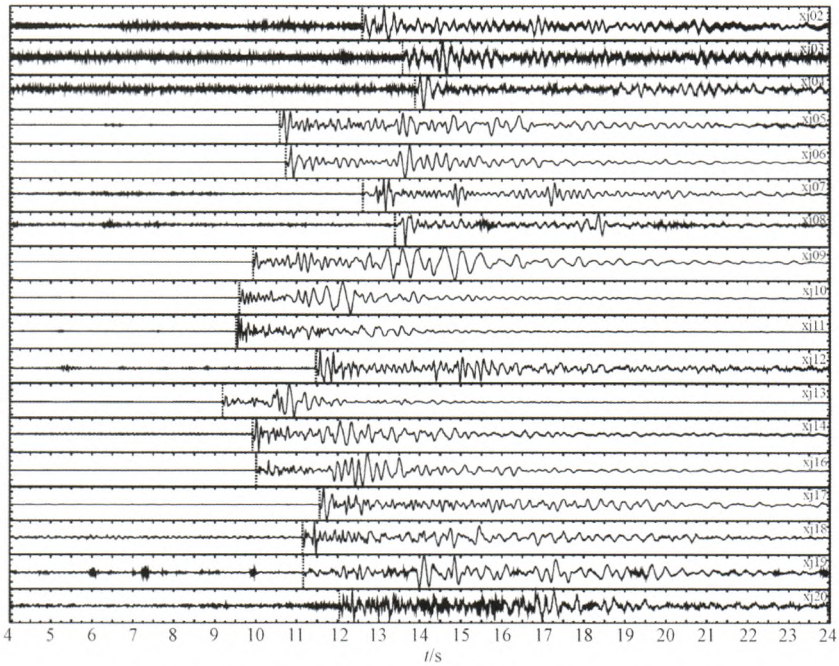

图 2　2010 年 9 月 27 日发生在研究区的一个 2.6 级微地震的垂直分量波形及直达 P 波震相示意

在对所有记录到的地震数据处理过程中，我们首先从连续地震记录中识别地震事件、截取信噪比高的地震事件波形、对事件波形进行 P 波震相到时拾取(如图 2 中竖虚线所标识)。由于拾取震相到时的准确率直接影响后续地震定位和波速结构反演的可靠性，所以本研究剔除了信噪比较差或震相到时不清楚的数据。然后，根据事先假定的波速模型对地震进行了定位反演，获取了研究区 58 个地震事件的发震时间、震源位置和震级等信息(具体见表 1)。最后对这些地震进行射线追踪和层析成像反演，获取了台网覆盖区域的三维波速结构。图 3 显示研究区下方地震与台站间的三维地震射线分布情况，可见地震射线对研究区 10 km 以上区域实现了较好的覆盖，部分区域射线可以到达 15 km 深度。

3　结果及解释

图 4 显示了研究区地形(彩色底图)、简要构造和本研究记录到的天然地震震中分布图。简要构造信息主要简化自地质部新疆维吾尔自治区地质局出版的 1∶20 万地质图[8]。该区地形显示北部为地势平坦的盆地(为准噶尔盆地的一部分)，南部是海拔一千多米的天山北缘山前凹陷(柴窝堡凹陷)，东部是博格达复背斜。分割这几个构造单元的是一条近东

万方数据

表 1 2010 年 5～10 月研究区记录到的地震事件

序号	时间（月-日-时:分:秒）	纬度/(°)	经度/(°)	深度/km	震级(M_W)	序号	时间（月-日-时:分:秒）	纬度/(°)	经度/(°)	深度/km	震级(M_L)
1	05-30-03:20:33.75	43.743	87.505	11.30	0.8	30	08-11-02:22:14.24	43.768	87.339	15.24	1.3
2	06-02-20:14:03.11	43.583	87.460	6.12	1.5	31	08-11-02:23:49.04	43.777	87.353	19.19	0.6
3	06-03-22:05:44.21	43.748	87.342	5.64	1.2	32	08-11-04:28:03.56	43.767	87.341	14.91	1.4
4	06-08-12:13:42.42	43.793	87.471	0.81	1.4	33	08-11-06:20:23.76	43.818	87.379	27.95	0.7
5	06-10-04:59:55.66	43.601	87.469	6.70	1.9	34	08-18-06:07:47.78	43.772	87.456	17.02	0.7
6	06-10-15:00:16.11	43.798	87.485	1.08	1.4	35	08-19-14:36:31.54	43.747	87.376	5.65	2.2
7	06-10-22:01:10.17	43.791	87.475	0.68	1.1	36	08-19-19:49:18.59	43.746	87.370	3.19	1.3
8	06-11-19:07:57.96	43.736	87.486	7.25	2.4	37	08-20-15:57:59.01	43.753	87.474	0.58	1.5
9	06-12-13:01:01.30	43.690	87.564	2.65	1.4	38	08-23-07:16:01.04	43.611	87.476	7.67	1.0
10	06-17-17:12:43.89	43.818	87.418	0.25	2.3	39	08-24-06:07:59.68	43.644	87.339	6.17	0.5
11	06-18-06:36:20.57	43.673	87.295	7.63	1.1	40	08-28-07:53:33.93	43.696	87.387	3.66	1.3
12	06-19-02:59:54.94	43.679	87.347	26.63	0.9	41	08-29-00:01:22.83	43.827	87.501	4.79	2.1
13	06-19-05:19:05.37	43.702	87.357	5.79	1.0	42	08-29-16:43:45.39	43.833	87.513	5.13	2.2
14	06-23-11:01:22.15	43.772	87.372	20.20	0.9	43	09-07-02:12:37.26	43.630	87.376	19.24	1.0
15	06-23-19:57:31.21	43.689	87.560	2.28	1.2	44	09-15-20:10:54.33	43.585	87.448	6.62	1.3
16	06-24-19:28:14.04	43.607	87.417	5.60	1.3	45	09-15-21:52:02.24	43.637	87.477	7.61	1.2
17	06-30-03:42:53.47	43.717	87.480	12.54	0.8	46	09-17-13:03:13.56	43.816	87.375	1.18	1.4
18	07-02-21:00:51.30	43.600	87.443	8.29	2.6	47	09-17-16:59:18.94	43.816	87.379	1.19	1.2
19	07-06-05:46:36.37	43.736	87.483	7.24	1.3	48	09-18-11:33:06.98	43.746	87.281	16.27	1.7
20	07-09-02:05:43.35	43.695	87.382	5.70	1.4	49	09-18-13:55:38.83	43.652	87.324	8.67	1.8
21	07-09-04:29:50.74	43.699	87.371	6.26	0.5	50	09-20-19:44:29.13	43.736	87.540	1.92	1.9
22	07-18-18:21:37.02	43.699	87.372	7.03	1.0	51	09-23-03:16:50.13	43.614	87.425	5.67	1.2
23	07-25-11:38:27.29	43.752	87.527	13.61	1.4	52	09-24-19:28:24.43	43.680	87.343	7.03	2.1
24	07-27-05:35:55.55	43.743	87.509	11.55	0.8	53	09-25-19:26:05.36	43.733	87.530	5.17	1.5
25	07-29-01:52:30.22	43.649	87.473	10.89	0.7	54	09-25-20:48:10.11	43.730	87.532	3.67	1.5
26	07-30-18:18:58.21	43.827	87.415	1.03	1.9	55	09-27-15:48:12.48	43.752	87.479	0.28	1.5
27	07-31-13:15:03.74	43.819	87.416	0.45	1.8	56	09-27-19:25:22.91	43.817	87.409	0.03	2.6
28	08-03-19:52:50.43	43.687	87.570	2.17	1.2	57	09-30-06:34:41.81	43.697	87.371	6.60	1.0
29	08-09-04:39:19.00	43.745	87.379	6.12	1.7	58	10-01-23:00:26.88	43.752	87.447	13.07	1.0

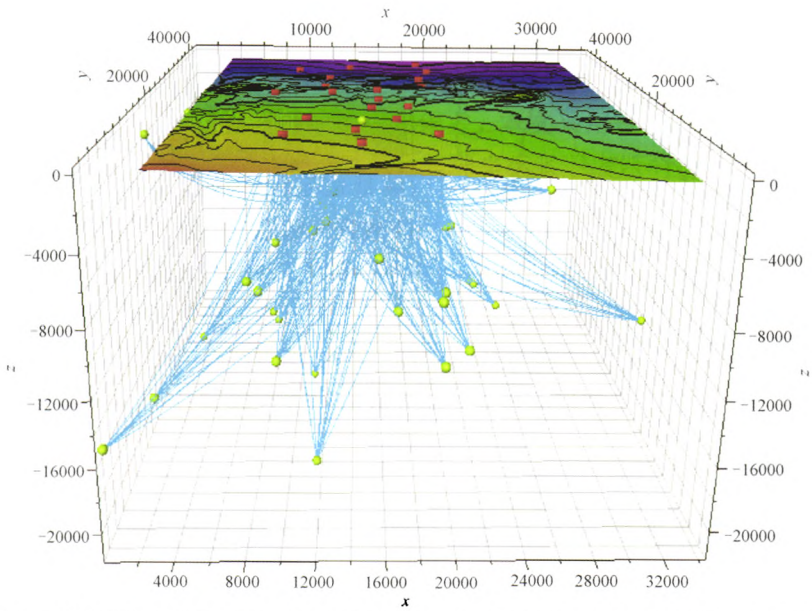

图 3 研究区地震(绿色圆球)与台站(红色方块)间的地震射线(蓝色线)三维分布

(图中坐标的单位为 m)

万方数据

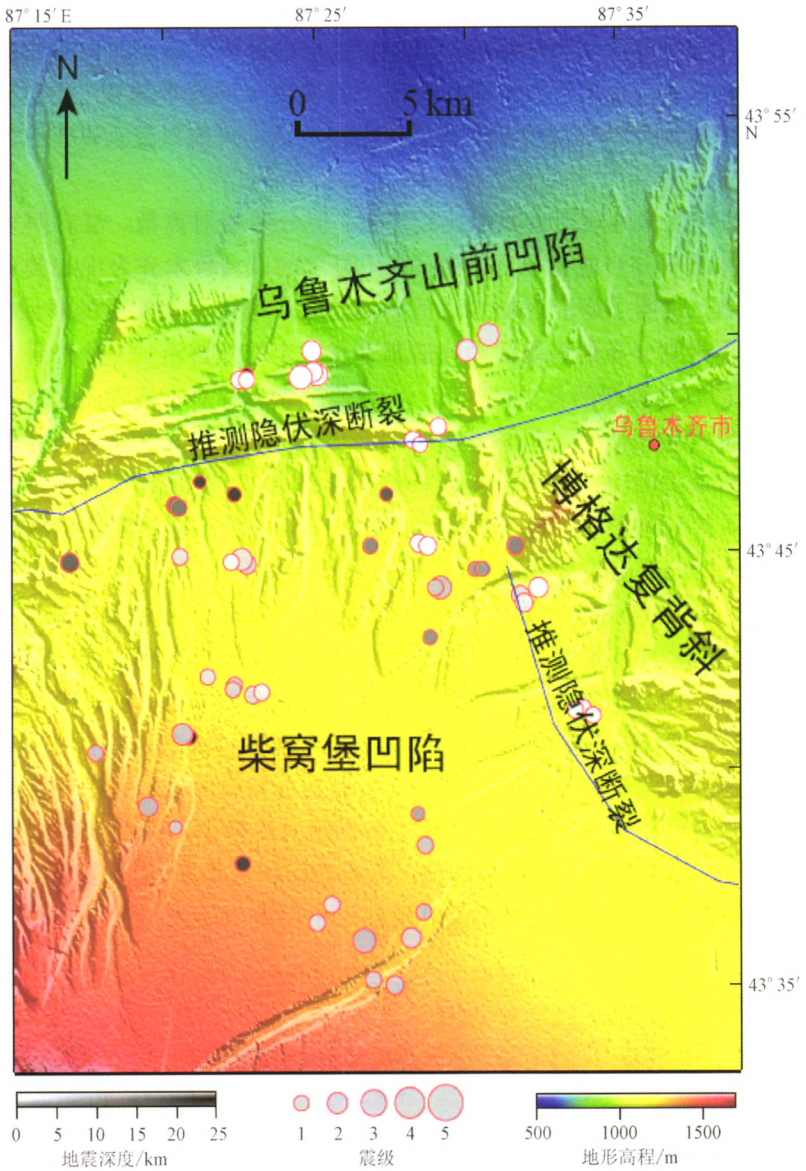

图 4　地震震中(带灰度的圆圈)水平分布

(构造纲要信息简化自 1∶20 万乌鲁木齐幅区域地质图[8])

西走向和一条近南北走向的隐伏深断裂(蓝线)。

由于天然微地震是构造活动的产物而且通常沿着断层面分布，因此根据地震震源分布特征可以推测研究区活动断裂的产状(包括走向和倾向)等信息[13, 14]。图 4 显示，这里观测到的天然地震分布与地形变化存在明显的相关性。首先，地震活动多集中在地形较高的山区，而地形较低的盆地鲜有地震活动，因此可以说盆地相对于山区而言更为稳定。由于本研究多数区域处于北天山地震带中，因此我们的结果说明了至少在西乌鲁木齐附近的北天山地震带的范围主要局限在山区。前人推测的东西向隐伏断裂(图 4)以北(乌鲁木齐山前凹陷内)的地震比发生在该隐伏断裂以南的地震具有更小的深度(圆圈的灰度表示震源深浅)，可能表明了该东西向隐伏断裂面由山前向山里(向南)逐渐变深，即该断裂倾向山里(倾向

万方数据

南)。此外，近东西向的断裂带附近的地形比推测的近南北向隐伏断裂带(图4)附近的地形起伏要大，而前者的地震活动也明显比后者强。这至少说明了该东西向隐伏断裂是北天山地震带的主要活动断裂，且其强烈的活动控制了区域现今的地形地貌。更进一步，地震发生在近东西走向的较高地形区域说明了区域现今构造活动可能以受垂直于东西向断裂的南北向挤压作用为主。

整体而言，研究区微地震活动虽然比较频繁，但分布相对离散，没有明显沿着某条或某几条断裂成带状集中分布的特征，这与图1中显示的以乌鲁木齐为中心的更大范围内的地震活动基本一致。说明了研究区的地震活动不是受一两条活动明显的断层所控制，而是北天山地震带中不规则分布的多级活动构造都存在一定的地震活动。整个研究区基本为一个30～50 km宽的较为宽缓的盆山转换带[7]，地震分布也相对不集中，这与北京附近的张家口—渤海断裂带较为相似[32]，即构造应力的释放被分散在一个宽缓的盆山转换带中。

为了估算层析成像的空间分辨长度，本文采用了An[31]的统计计算方法。在统计计算空间分辨长度时，参考地震分布和本研究使用的信号频率及层析成像反演所使用的网格宽度，初步估计该研究的分辨长度应该在0.5～10 km之间。因此利用An[31]一文中的公式，在95%置信度下需要的理论模型数不少于116组。在实际求解分辨长度过程中，我们生成了200组随机模型，并得到了其相应反演解，然后对这些理论模型反演统计分辨率矩阵进行计算并获取三维空间分辨率长度。虽然整个计算对内存要求低，但是由于三维模型网格数较多，因此分辨长度计算耗时较长。在不影响计算效果的情况，为了减少计算时间，我们只计算了本文需要显示的水平切片和剖面上各点的分辨长度，并且在计算某剖面或水平切片上各点分辨长度的过程中，我们只使用了各随机理论模型及其反演解中距该剖面或切片5 km范围内的点的模型值和反演解的值。得到的层析成像反演的分辨长度分布显示在图5中。由于只使用了各随机理论模型及其反演解中距该剖面或切片5 km范围内的点的

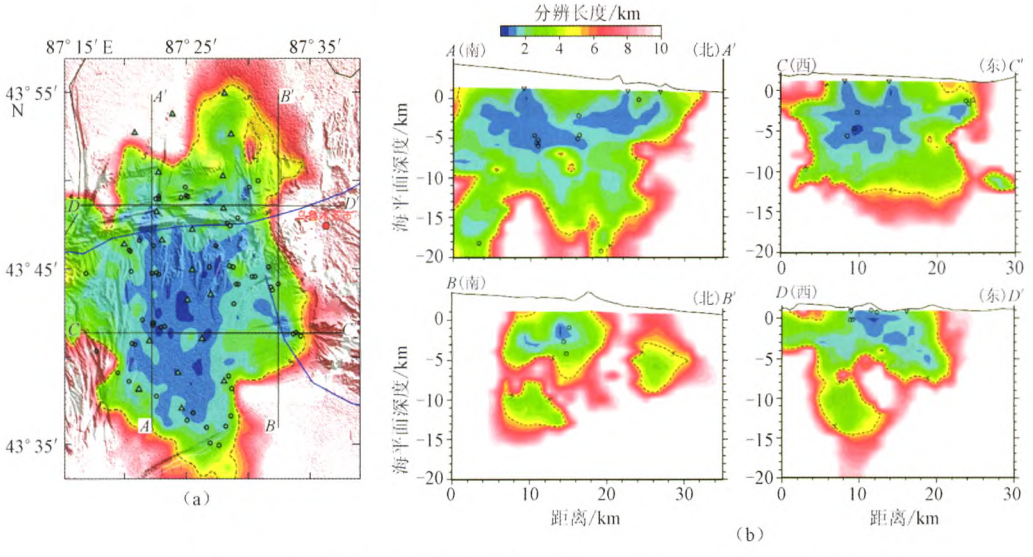

图5 三维模型空间分辨长度分布在(a)5 km深度的水平切片和(b)几个垂直切片

这里的5 km深度相当于3.7 km的海平面深度；水平切片图中标有字母的黑线表示垂直切片的位置。剖面顶部的黑线表示放大后的地形起伏；黑圆圈表示在切片或垂直切片1 km距离范围内发生的地震，图(a)中的三角和图(b)中的倒三角表示地震台站；图中的虚线为分辨长度5 km等值线

万方数据

模型值和反演解的值，因此水平切片与垂直剖面上同一位置的分辨长度可能略有差别。比如，图 5(a)沿 $A—A'$剖面线在 5 km 深度的分辨长度与图 5(b)中 $A—A'$剖面图在 3.7 km 海拔深度(该位置与 5 km 深度对应)上同一位置的分辨长度值总体是一致的，只在局部存在细微差别，但这个细微差别并不影响对模型分辨率的整体认识。

图 6 显示层析成像反演获取的研究区上地壳三维纵波速度模型。由于断层的上下盘或不同构造块体之间可能存在比较明显的弹性波速差别，所以通过弹性波速异常可以识别隐伏或不活动断裂以及构造块体边界。图 6(a)显示了 5 km 深度的水平波速切片，图中显示比较明显的横向波速变化，说明盆山转换带深部结构很不均匀。图 6(b)显示了穿过研究区的四个垂直波速剖面，其中剖面 $A—A'$和 $B—B'$为两条南北向的剖面，$C—C'$和 $D—D'$为两条东西向的剖面。南北向剖面和东西向剖面显示了一些共同的波速结构特征：浅层(<2～4 km)和深层(>15 km)波速的横向变化平缓，而中深层(4～15 km)波速的横向变化比较剧烈，这是由于在 4～15 km 范围结果精度相对较好(参图 5 显示的分辨长度)；这种明显变化也说明了该深度范围内结构变化明显。

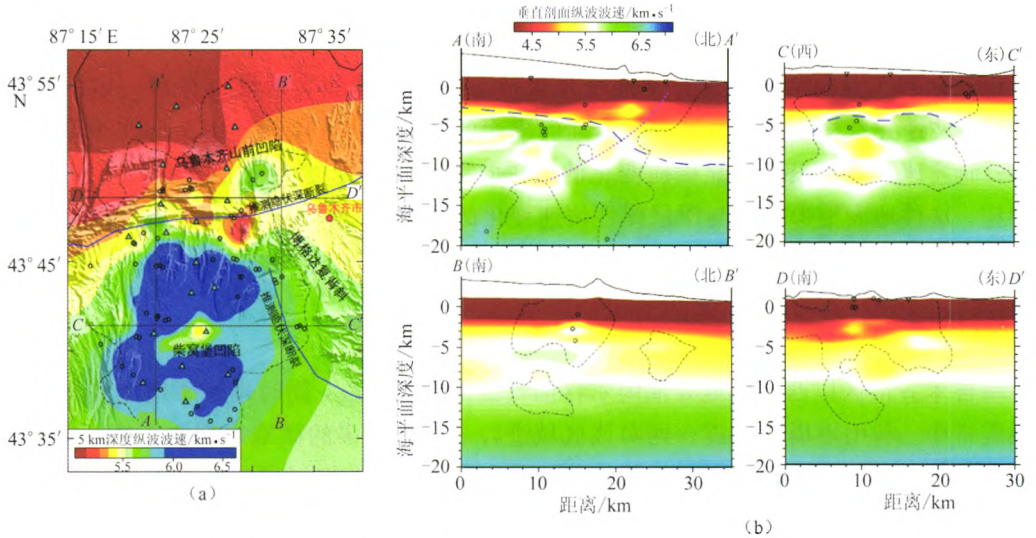

图 6　三维纵波速度模型的(a)水平切片和(b)垂直切片

(虚线为图 5 中 5 km 分辨长度等值线，其余符号与图 5 相同)

图 6(b)南北向和东西向剖面同时也表现出了明显的差别。整体而言，南北向剖面($A—A'$或 $B—B'$)波速的横向变化更为明显。剖面 $A—A'$和 $B—B'$精度较高的中部区域在 4～10 km 深度范围内以 5.5 km/s 等速线($A—A'$剖面上蓝虚线所示)呈现向北倾的特征，表现出波速异常变化界面由南向北变深的趋势。由于这种北倾的波速变化主要存在于 10 km 深度以上的浅层，故图中蓝虚线位置可能与沉积层底界面相关。研究区北部的乌鲁木齐山前凹陷与南部的柴窝堡凹陷之间的近东西向隐伏深断裂(图 6a)可能正是分割两个构造块体的边界断裂。那么南北向剖面 $A—A'$波速结构的横向变化表明这两个构造块体可能存在不同的基底埋深深度，或者说北部的乌鲁木齐山前凹陷具有更厚的沉积层。此外，剖面 $A—A'$中部 5～15 km 深度存在一个南倾的弱的低速带($A—A'$中粉色点线)。由于不同构造块体或断层的上下两盘间可能存在明显波速差别，且断裂本身一般对应低速异常，所

万方数据

以该南倾的低速带可能代表不同构造块体的边界或断裂面。更重要的是剖面 $A—A'$ 中该低速带附近的地震(剖面 $A—A'$ 中黑色圆圈所示)分布也具有北浅南深的特点，这与低速带的倾斜形态一致，说明该低速带可能是分割乌鲁木齐山前凹陷和柴窝堡凹陷构造块体的边界断裂在深部的表现。剖面 $A—A'$ 显示地震多发生在隐伏断裂的上盘，而地震活动较弱的下盘应是稳定的准噶尔盆地的一部分，这与上文提到的地震多分布在山区的结果也是一致的。根据该低速带(粉色线所示)的产状推测，这条边界断裂的倾斜方向向南，倾角较缓。

东西向剖面($C—C'$ 和 $D—D'$)中部在 5 km 分辨长度范围内的波速横向变化幅度较小，速度异常以近水平分布为主，这可能表明地层在东西方向上变化不明显。也说明南部的柴窝堡凹陷和东部的博格达复背斜(图 6a)基底及其埋深相似，其间的南北向隐伏深断裂可能并不存在或者活动性不强。剖面 $C—C'$ 中 5～10 km 深度范围之内似乎存在一个局部的高速区(隆起区，蓝虚线所示)。该高速区在剖面 $D—D'$ 中表现并不明显，说明这个局部的隆起区主要分布在柴窝堡凹陷北部。图 6(a)中的 5 km 深度的水平波速切片也显示柴窝堡凹陷存在一块局部的高速异常体(对应老的地层)，表明该区可能处于一个局部隆起区。由于构造隆起区通常具有较好的油气资源储存条件，所以研究区中柴窝堡凹陷北部可能具有良好的油气资源勘探前景。

南北向和东西向剖面波速异常的变化规律与各自剖面地表地形也存在一定的对应关系，其中波速异常层具有明显渐变的南北向剖面的地形也存在明显的由南向北逐渐变低的趋势；而波速异常层没有明显横向变化的东西向剖面的地形也没有明显起伏变化。正如我们期望，这种地表地形变化与深层弹性波速变化的相关性说明了浅部的地貌特征与深层波速结构间存在明显的联系。

4 结论

乌鲁木齐市区以西区域地处准噶尔含油气盆地南缘中段，同时也处于地震高发的北天山地震带中。利用短周期地震台网对该区域进行了近半年多的微地震观测，对记录的天然地震资料进行了地震定位和三维地震层析成像反演计算，获取了研究区天然地震分布和三维波速结构，并首次利用统计分辨率矩阵分析方法获得了三维反演模型的空间分辨率分布。通过对地震分布特征和三维波速剖面分析发现：研究区微地震活动比较频繁，但总体分布比较离散，没有明显沿着某条或某几条断裂成带状集中分布的现象。说明本研究区内的地震活动主要受不规则分布的多级构造控制，各级构造都存在一定的地震活动，即构造应力的释放被分散在一个宽缓的盆山转换带中。另外微震震源主要集中在 15 km 以上的浅层地壳内，表明活动断裂的切割深度一般不超过 15 km。三维波速结构显示乌鲁木齐山前凹陷(应为准噶尔盆地的一部分)比柴窝堡凹陷的沉积地层厚，两者具有明显不同的上地壳，推测应属于两个明显不同的构造块体；而柴窝堡凹陷与博格达复背斜具有相似的地层厚度，可能属于同一或相似的构造块体。地震活动和波速特征显示分割乌鲁木齐山前凹陷与柴窝堡凹陷的构造边界断裂比较发育，断裂南倾，倾角较缓，该断裂可能是北天山地震带的主断裂；而分割柴窝堡凹陷与博格达复背斜的断裂不发育。研究区中柴窝堡凹陷北部可能存在一个局部隆起区，推测具有较好的油气资源勘探前景。

中国地质科学院地质力学研究所马立成，肖伟峰，张林炎等参加了本项目的野外工

万方数据

作，在此一并表示感谢。

参考文献：

[1] 邓起东，冯先岳，张培震，等. 天山活动构造[M]. 北京：地震出版社，2000.

[2] 李锦轶，王克卓，李亚萍，等. 天山山脉地貌特征、地壳组成与地质演化[J]. 地质通报，2006，25(8)：895-909.

[3] 秦黎明，张枝焕，李伟，等. 准噶尔盆地中部III区块原油中25-降藿烷分布特征与成因意义[J]. 地球学报，2008，29(4)：478-485.

[4] 蔚远江，李德生，胡素云，等. 准噶尔盆地西北缘扇体形成演化与扇体油气藏勘探[J]. 地球学报，2007，28(1)：62-71.

[5] 陈中红，吴孔友，查明，等. 准噶尔盆地陆梁地区断裂-不整合面输导体系与油气运聚[J]. 地球学报，2006，27(1)：63-68.

[6] 韩立国，张枝焕，李伟. 准噶尔盆地中部Ⅰ区块现今油气运移方向研究[J]. 地球学报，2006，27(4)：335-340.

[7] 宋岩，戴金星，孙永祥，等. 准噶尔盆地南缘西部天然气地质特征及有利气聚集带预测[J]. 石油勘探与开发，1993，20(1)：48-54.

[8] 地质部新疆维吾尔自治区地质局，1:20万乌鲁木齐幅地质图[M]. Urumqi，1965.

[9] 陈俊湘，陈景亮. 准噶尔盆地基底及其地震速度特征[J]. 新疆石油地质，2002，23(6)：474-477.

[10] 高锐，管烨，贺日政，等. 新疆地学断面(独山子—泉水沟)走廊域及邻区地球物理调查综合研究[J]. 地球学报，2001，22(6)：527-533.

[11] 周纳. 柴窝堡凹陷地震资料处理技术研究[J]. 石油天然气学报，2009，31(5)：284-286.

[12] 安美建，冯梅，王小凤，等. 被动地震勘探新方法在矿产勘探和地质灾害监测中的应用[A]. 以科学发展观促进科技创新(上)[C]. 北京：中国科学技术出版社，2005. 384-388.

[13] An Meijian, Feng Mei, Long Changxing. Deep ruptures around the hypocenter of the 12 May 2008 Wenchuan Earthquake deduced from aftershock observations[J]. Tectonophysics, 2010, 491(1-4): 96—104.

[14] 冯梅，安美建，王小凤，等. 青海狮子沟油田天然微地震活动及其地质意义[J]. 地质力学学报，2007，13(2)：173-178.

[15] An Meijian, Feng Mei, Dong Shuwen, et al. Seismogenic structure around the epicenter of the May 12, 2008 Wenchuan earthquake from micro-seismic tomography[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2009, 83(4): 724-732.

[16] 王小凤，冯梅，史大年，等. 微地震台阵网天然地震层析成像技术在油田深层构造解析中的应用[J]. 地质通报，2006，25(9-10)：　.

[17] 曲延军，王海涛，沈军. 天山地震带强震活动特征[J]. 内陆地震，2008，22(4)：289-297.

[18] Feng Mei, An Meijian, Zhao Lin, et al. Depth and region dependence of b-value for micro-aftershocks of the May 12th, 2008 Wenchuan earthquake and its tectonic implications[J]. Earthquake Sci, 2009, 22: 589-594.

[19] 中国地质调查局. 中华人民共和国 1:250 万数字地质图说明书[M]. 北京：中国地图出版社，2004.

[20] Thurber C. H. Local earthquake tomography: velocities and V_p/V_s-theory[A]. Lyer H M, Hirahara K. Seismic Tomography: Theory and Practice[M], Chapman & Hall, London, 1993, 563-583.

[21] Lee W H K, Lahr John C, HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude,

万方数据

and first motion pattern of local earthquakes (U. S. Geol. Surv. Open-File Rep.), 1972, p. 100.

[22] Thurber C H, Ritsema J. Theory and Observations-Seismic Tomography and Inversion Methods [A]. Romanowicz B, Dziewonski A. Treatise on Geophysics: Seismology and Structure of the Earth [M]. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, 2009: 323-360.

[23] Lévěque Jean-Jacques, Rivera Luis, Wittlinger Gérard. On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions[J]. Geophysical Journal International, 1993, 115(1): 313-318.

[24] Feng Mei, An Meijian. Lithospheric structure of the Chinese mainland determined from joint inversion of regional and teleseismic Rayleigh-wave group velocities[J]. J Geophys Res, 2010, 115: B06317.

[25] 冯梅，安美建. 中国大陆中上地壳剪切波速结构[J]. 地震学报，2007，29(4)：337-347.

[26] 安美建，冯梅，赵琳. 地震层析成像中的不确定性[J]. CT理论与应用研究，2009，18(2)：24-32.

[27] Backus G, Gilbert J F. The resolving power of gross earth data[J]. Geophys J R Astron Soc, 1968, 16: 169-205.

[28] Jackson D D. Interpretation of Inaccurate, Insufficient and Inconsistent Data[J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1972, 28(2): 97-109.

[29] Menke W. Geophysical data analysis: discrete inverse theory (revised edition)[M]. San Diego, CA, USA: Academic Press, 1989, 1-289.

[30] Ritsema J., van Heijst Hendrik Jan, Woodhouse John H. Global transition zone tomography[J]. J Geophys Res, 2004, 109: B02302.

[31] An Meijian. A simple method for determining the spatial resolution of a general inverse problem[J]. Geophys J Int, 2012, 191(2): 849-864.

[32] 安美建，赵越，冯梅，等. 什么控制了华北克拉通东部在新近纪的构造活动？[J]. 地学前缘，2011，18(3)：121-140.

万方数据

Upper Crustal Velocity Structure beneath West Urumqi and its Tectonic Interpretation

FENG Mei, LI Hui-jun, AN Mei-jian, WANG Zong-xiu, WANG Xiao-feng
(Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China)

Abstract: The present study deployed 20 micro-seismic stations in an area of ~1 200 km^2 in west Urumqi, in the North Tianshan seismic zone and central-south boundary of the Jungar Basin, during May and October of 2010. The observations recorded by the seismic stations show that thestudy region is seismically active, but micro-earthquakes are scattered and do not concentrate along any regional fault belt. This distribution suggests that the regional seismicity is simultaneously controlled by different-order tectonics, which is typical for a wide and smooth basin-mountain transition zone where the study region located. A 3-D P-wave velocity model was inverted by micro-seismic tomography, and statistic resolution lengths were inverted for the 3D model. The P-wave velocity model provides upper-crustal structure information beneath the study region. The Urumqi piedmont depression has larger sedimentary thickness than the Chaiwopu depression, while the Chaiwopu depression has similar sedimentary thickness to the Bogeda anticlinorium. An east-west striking fault separating the former two blocks develops very well and the fault dips to the south. This fault may be the main fault of the north Tianshan seismic zone. A north-south striking fault separating the latter two blocks does not develop well. Besides, a local uplift is found at the depth range of 5~10 km in the northern Chaiwopu depression, which may indicate a good prospect of oil and gas exploration.

Key words: Deep structures; Passive seismic exploration; West Urumqi; Tianshan seismic zone

万方数据

西乌鲁木齐地区上地壳波速结构及其构造解析

万方数据 WANFANG DATA 文献链接

作者： 冯梅， 李会军， 安美建， 王宗秀， 王小凤， FENG Mei， LI Hui-jun， AN Mei-jian， WANG Zong-xiu， WANG Xiao-feng

作者单位： 中国地质科学院地质力学研究所,北京,100081

刊名： 地震 ISTIC PKU

英文刊名： Earthquake

年，卷(期)： 2013,33(4)

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Periodical_diz201304003.aspx