

钻探揭示的黄河断裂北段活动性和滑动速率

雷启云^{1, 2)} 柴炽章²⁾ 郑文俊¹⁾ 杜 鹏²⁾ 谢晓峰²⁾
王 银²⁾ 崔 瑾²⁾ 孟广魁²⁾

1) 中国地震局地质研究所, 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

2) 宁夏回族自治区地震局, 银川 750001

摘 要 黄河断裂是银川盆地内展布最长、切割最深的一条深大断裂, 也是银川盆地的东边界。由于其北段呈隐伏状, 因此, 该段的活动性和滑动速率长期未知, 影响了对盆地演化和地震危险性的认识。文中选择具有石油地震勘探基础的陶乐镇为研究场点, 以人工浅层地震勘探结果为依据, 在黄河断裂北段布设了一排钻孔联合剖面, 并对标志层进行年代测试, 获得了断裂的活动时代和滑动速率。结果表明, 黄河断裂北段在晚更新世末期或全新世有过活动, 在 (28.16 ± 0.12) ka BP 以来的累积位移为 0.96m, 晚第四纪以来的平均滑动速率为 0.04 mm/a , 该值明显低于南段灵武断层 (0.24 mm/a) ; 尽管向下切割了莫霍面, 黄河断裂晚第四纪活动强度和发震能力均要低于切割相对浅的贺兰山东麓断裂; 黄河断裂可能在新生代之前已经强烈活动并深切莫霍面, 新生代以来, 银川盆地的构造活动迁移分解到以贺兰山东麓断裂为主的多条断裂之上, 地壳双层伸展模型可解释银川盆地现今深浅部构造活动间的联系。

关键词 黄河断裂 钻探 滑动速率 银川盆地

中图分类号: P315.2

文献标识码: A

文章编号: 0253-4967(2014)02-0464-14

0 引言

银川盆地是鄂尔多斯周缘一系列新生代断陷盆地之一, 新生代沉积巨厚, 曾发生了 1739 年平罗 8 级大震, 是一个受断裂活动控制、构造运动强烈、地震频发的新构造单元(国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组, 1988)。盆地内发育 4 条主要活动断裂, 自西向东依次为贺兰山东麓断裂、芦花台隐伏断裂、银川隐伏断裂及黄河断裂(图 1)。经过多年的研究, 对前 3 条断裂的几何展布、活动时代、活动分段、古地震及滑动速率等方面均有较系统的认识(张维歧等, 1982; 廖玉华等, 1982; 邓起东等, 1984; Deng *et al.*, 1996; 雷启云等, 2008, 2011; 杜鹏等, 2009; 柴炽章等, 2011)。然而, 对黄河断裂的研究则仅限于其南裸露段(廖玉华等, 2000; 柴炽章等, 2001, 2011), 其北由于呈隐伏状, 断裂的分布和活动性长期未能开展研究。

黄河断裂是银川盆地的东边界, 北段隐伏, 南段裸露, 全长达 160km。跨盆地的人工地震深反射剖面显示该断裂向下切割了壳幔边界, 而发生平罗 8 级地震的贺兰山东麓断裂(长 145km)约在 19km 深处与其交会(方盛明等, 2009)。可见, 黄河断裂是银川盆地内长度最大、

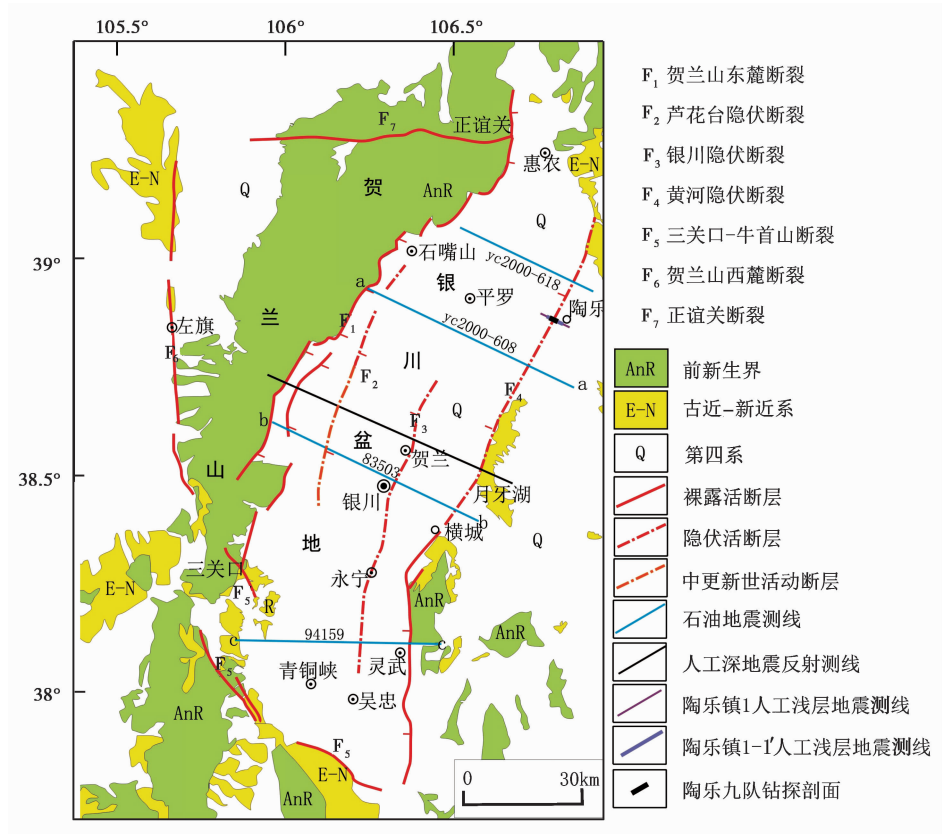


图 1 银川盆地构造略图及钻探剖面位置图

Fig. 1 Sketch map of geology surrounding the Yinchuan Basin and the position of composite drilling section.

切割最深的一条深大断裂。中国大陆活动地块研究表明，一级地块的边界，一般是区域性深大断裂，并控制着 8 级以上大地震的发生，而次一级地块的边界，则是规模相对小、切割岩石圈深度相对较浅的断裂带，相应控制的地震级别也低(张培震等，2003；张国民等，2005)。那么，在银川盆地内，作为深大断裂的黄河断裂是否比切割相对浅的贺兰山东麓断裂具有更高的发震能力？黄河断裂在银川盆地的形成演化中又具有什么地位？然而，由于缺乏对黄河断裂北段活动时代和滑动速率的定量研究，制约了对这些问题的完整认识。

本文选择黄河断裂北段的陶乐镇规划区为研究场点，在石油地震勘探的基础上，以浅层地震勘探结果为依据，在陶乐镇九队布设一排钻孔联合剖面开展定量研究，揭示了黄河断裂北段的最新活动时代，并估算了晚更新世以来的平均滑动速率。

1 钻探基础

在陶乐镇的南、北附近各有 1 条石油地震剖面，均较清楚地揭示了黄河断裂，根据这 2 条剖面可初步推测断裂的分布(图 1)。鉴于石油地震剖面对断裂在浅层的定位精度较低，在陶乐镇南部，首先布设了浅层人工地震陶乐 1 测线(4m 道间距)，以进一步限定断裂的位置以及在浅部的断错情况。陶乐 1 测线起于黄河东岸，SE 向延伸，止于 203 省道，全长 2 000m。该

测线揭示了 5 条特征明显的断层,除 F_{P18} 西倾外,其他断层都为东倾, F_{P18} 是本测线规模最大的一条断层,其他断层都在不同深度归并于 F_{P18} 上,据此确定其为黄河断裂的主断裂。可以判断的 F_{P18} 最浅错断波组为 T_2 ,对应的断距为 4~6m,上断点埋深 42~45m,上断点地面投影位置为桩号 963m(图 2)。

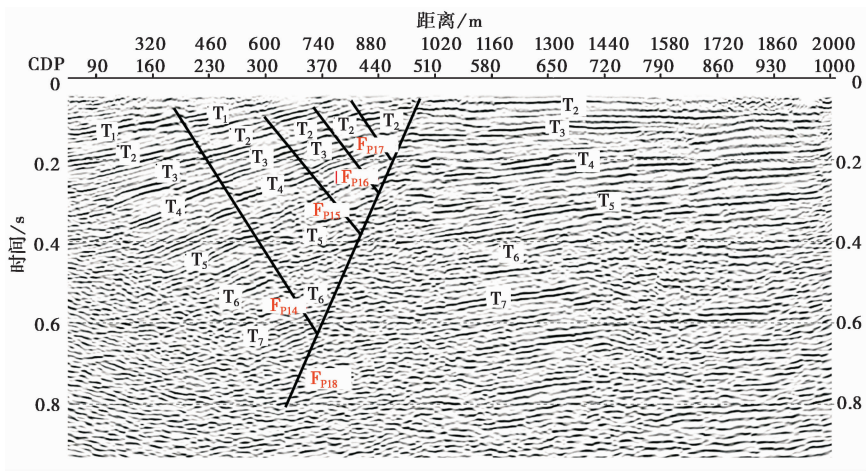


图 2 陶乐 1 人工浅层地震反射时间剖面

Fig. 2 Stack time section of seismic reflection in Taole profile 1.

为了更精准地确定断裂在浅层的断错情况,为钻探剖面的布设提供更可靠的依据,重合陶乐 1 测线又布设了 2m 道间距的陶乐 1—1'测线。该测线起于陶乐 1 测线桩号 200m 处,终于陶乐 1 测线桩号 1 400m 处,测线全长 1 200m,测线采用陶乐 1 测线的桩号体系。从该剖面上可判断的 F_{P18} 最浅错断波组为 T_2 上的一个弱层位,对应的断距为 2~4m,上断点埋深 42~45m,其在地面的投影位置仍位于桩号 963m 处(图 3)。

根据陶乐 1—1'测线确定的断层位置,重合该测线布设了 1 排钻孔剖面。剖面位于陶乐镇九队附近,以浅层地震测线 1—1'所解释的断层上断点桩号(963m)为参照,在该点之东 65m 布设 Z1 孔为剖面东端,于该点以西 25m 处布设 Z2 孔为剖面西端,根据钻孔联合剖面对折定位方法(雷启云等, 2011a),在两孔之间先后实施了孔 Z3、Z4、Z5、Z6、Z7、Z8 和 Z9。为排除次级断层的存在以及更准确限定已探测断层的位置,分别布设了钻孔 Z10 和 Z11。该剖面全长为 100m,由 11 个钻孔组成,孔间距自西向东依次为 10m、12.5m、10m、2.5m、2m、1.5m、2.5m、11m、15m 和 30m,单孔孔深最大 81.10m,最小 16.75m,累计进尺 654.90m,岩心累计长 585.23m,平均采心率达 89.4%。

2 钻探结果

2.1 标志层及断距

根据各个钻孔岩心的颜色、岩性、结构等特征,进行综合对比,将钻孔剖面地层划分为 5 大层(表 1、图 4),在此基础上确定了 5 层标志层(表 2)。根据标志层的展布趋势和所揭示的楔状岩心,该钻孔联合剖面揭示了 2 条断层。各标志层的特征及所反映的断层断错特征简述如下:

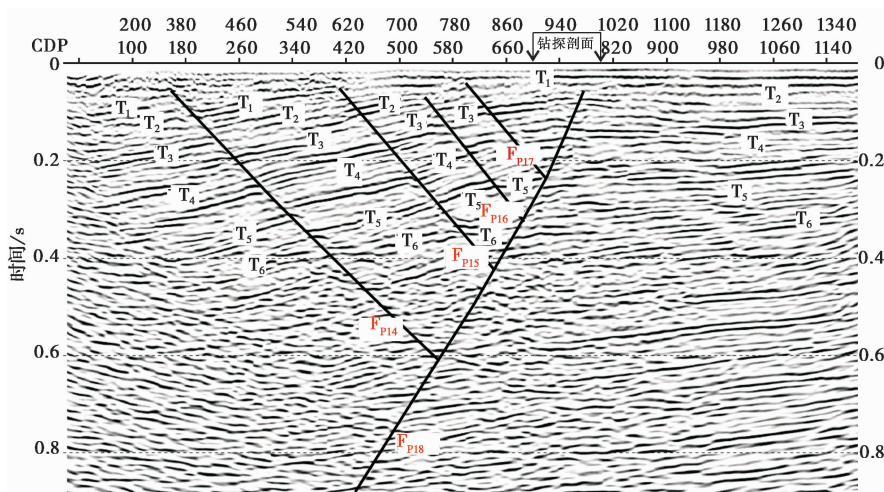


图3 陶乐1—1'人工浅层地震反射时间剖面

Fig. 3 Stack time section of seismic reflection in Taole profile 1-1'.

标志层 B0 为剖面中层①，岩性为褐黄、灰褐色黏性土层，顶为地面，底界和粉细砂层相接，钻孔岩心岩性变化界线明显，易于分辨。该层底界在断层附近埋深相近，小间距钻孔 (Z4、Z6、Z7、Z8 和 Z11) 间无显著位移差，层位近于水平，在剖面两侧呈现自然的坡度变化，因此，该层底界作为断层 f_1 上断点的上限。该层在推测断层附近埋深为 6.65m。

标志层 B1 为层②中一套灰褐色含砾粉细砂，埋深 15m 左右，有起伏，在剖面两侧相对较厚，约 1.5m，中部则变薄，厚不足 0.5m。该层普遍含有大量粒径 2~15mm 次棱角或磨圆较好的砾石，并杂有泥质，局部呈灰黑色。在各孔中均有揭露，且出现位置相近，从地表至此的岩性序列变化也相同，和上下纯净的粉细砂层相比，其特征明显，易于辨别。根据该层在相邻钻孔间的延伸趋势和厚度变化，判断断层 f_1 在孔 Z7 和 Z8 间错断该层，顶、底界断距相同，均为 0.96m。

标志层 B2 为层②下部一套浅棕红色黏土夹层，局部夹有粉细砂薄透镜体，埋深于 27~31m 处，厚度 0.8~1.4m。因夹于纯净粉细砂层之中，极易分辨和对比。孔 Z3 和 Z10 中该层底部的测年结果也支持对该层的划分。对比相邻钻孔之间的坡降变化，推测断层 f_1 在孔 Z4 和 Z8 间错断该层，断层附近厚度相近，顶、底界断距相同，均为 1.2m。

标志层 B3 为剖面中层③，岩性以黏性土层为主，剖面西侧夹一约 4m 厚的粉细砂层。埋深于 31.93~55.24m 处，厚度变化较大，最大厚度 20.82m，最小厚度 10.30m，西侧厚度大于东侧。该层上、下均为纯净粉细砂，且上部黏性土以褐灰色为主，下部以棕红色为主，各钻孔中均可对比。该层顶面起伏较大，推测受到冲刷。断层 f_1 在孔 Z4 和 Z9 间错断标志层，底界断距约为 1.2m，顶界由于受冲刷影响，难以直接判断，但根据标志层 B2 底界断距也为 1.2m，由此推测顶界和底界断距相当；另外，断层 f_2 在孔 Z6 和 Z11 间错断该层顶界，断距为 1.38m，大致在孔 Z4 和 Z6 间错断该层底界，断距为 2.18m。

标志层 B4 为剖面中层⑤，埋深于 50m 以下，岩性以黏性土为主，剖面东侧夹有厚约 7.8m 的细砂层，上部以棕红色为主，中下部以褐黄色为主。该层顶界较平缓，断层附近落差

表 1 陶乐镇九队钻孔联合剖面岩性地层划分对比表
Table 1 Lithology correlation between boreholes in No.9 village of Taole town

编号	Z10	Z2	Z9	Z4	Z8	Z7	Z11	Z6	Z3	Z5	Z1
层 ①	灰褐、黄褐、 色、砂黏土、 黏砂土、黏 土	灰褐、黄褐、 色、砂黏土、 黏砂土	灰褐、黄褐、 浅棕红色、 砂黏土、黏 砂土、黏土	灰褐、黄褐、 色、砂黏土、 黏砂土、黏 土	0 ~ 12m 未采心	0 ~ 25m 未采心	灰褐、黄褐、 浅棕红色、 砂黏土、黏 砂土、黏土	灰褐、黄褐、 浅棕红色、 砂黏土、黏 砂土、黏土	灰褐、黄褐色、 砂黏土、黏 土、黏土	灰褐、黄褐、 浅棕红色、 砂黏土、黏 砂土、黏土	灰褐、黄褐、 色、黏砂土、 砂黏土
	层厚 4.90m	4.80m	6.30m	6.10m	—	—	6.65m	6.40m	6.80m	6.75m	3.95
	底界 4.90m	4.80m	6.30m	6.10m	—	—	6.65m	6.40m	6.80m	6.75m	3.95m
层 ②	浅灰、浅灰 褐色粉细砂 夹黏土、局 部含砾	浅灰、浅灰 褐色粉细砂 夹黏土、局 部含砾	浅灰、浅灰 褐色粉细砂 夹黏土、局 部含砾	浅灰、浅灰 褐色粉细砂 夹黏土、局 部含砾	浅灰、浅 灰褐色粉 细砂夹黏 土	浅灰、浅 灰褐色粉 细砂夹黏 土	浅灰、浅灰 褐色粉细砂 夹黏土	浅灰、浅灰 褐色粉细砂 夹黏土	浅灰、浅灰褐 色粉细砂夹黏 土	浅灰褐色粉 细砂夹黏土	灰褐、灰黄 色、粉细砂、 粉砂、夹浅 棕红色黏土
	层厚 29.84m	27.13m	29.12m	31.26m	—	—	30.27m	29.14m	27.45m	25.44m	30.78m
	底界 34.74m	31.93m	35.42m	37.36m	30.0m 终	37.54m	36.92m	35.54m	34.25m	32.19m	34.73m
层 ③	褐灰、棕红、 褐黄色、黏 土、黏砂土	褐灰、棕红、 棕红、褐黄 色、黏土、 砂土	棕红、褐灰、 褐黄色、黏 土、黏砂土	褐黄、褐灰、 黑灰、棕红 色、黏土、 砂土	褐灰、褐 黄、黑灰、 棕红色、黏 土、黏砂土	褐灰、褐 黄、黑灰、 棕红色、黏 土、黏砂土	褐黄、褐灰、 棕红、黑灰 色、黏土、 砂土	褐黄、褐灰、 棕红、黑灰 色、黏土、 砂土	褐黄、褐灰、 棕红色、黏 土、黏砂土	褐黄、褐灰、 棕红色、黏 土、黏砂土	褐黄、褐灰、 棕红色、黏 土、黏砂土 夹粉细砂
	层厚 20.05m	20.82m	15.12m	11.34m	>6.43m	>6.43m	>6.63m	10.30m	10.91m	12.78m	13.72m
	底界 55.24m	52.75m	50.54m	48.70m	43.97m 终	43.97m 终	42.17m 终	45.84m	45.16m	44.97m	48.45m
层 ④	浅灰褐色粉 细砂	浅灰褐色粉 细砂	浅灰褐色粉 细砂	浅灰褐色粉 细砂	浅灰褐色粉 细砂	浅灰褐色粉 细砂	浅灰褐色粉 细砂	浅灰褐色粉 细砂	浅灰褐色粉 细砂	浅灰褐色粉 细砂	灰褐色粉细 砂夹棕红、 褐黄黏砂土
	层厚 2.99m	5.6m	7.25m	3.83m	—	—	—	4.16m	4.66m	4.66m	4.09m
	底界 58.23m	58.35m	57.79m	52.53m	—	—	—	50.00m 终	49.82m	49.31	52.54m
层 ⑤	棕红色为主、 局部褐黄色、 黏土、夹粉 砂	棕红色为主、 下部为褐黄 色、黏土、 砂土、夹粉 砂	棕红色为主、 杂褐黄色、 黏土、砂土、 夹粉砂	棕红、褐黄 色、杂灰褐 色、黏土、砂 土、黏土	棕红、褐黄 色、杂灰褐 色、黏土、砂 土、黏土	棕红、褐黄 色、杂灰褐 色、黏土、砂 土、黏土	棕红、褐黄 色、杂灰褐 色、黏土、砂 土、黏土	棕红、褐黄 色、杂灰褐 色、黏土、砂 土、黏土	棕红、褐黄、 褐色、上部黏 土、砂黏土、 中部粉细砂、 下部粉黏土、 砂黏土	棕黄、棕红 色、黏土、砂 黏土、黏砂 土、夹粉细 砂	褐黄、棕红 色、黏土、砂 黏土、黏砂 土、夹粉细 砂
	层厚 >18.44m	>22.46m	>20.24m	>25.92m	—	—	—	—	>31.28m	—	>19.74m
	底界 76.67m 未透	80.81m 未透	78.03m 未透	78.45m	—	—	—	—	81.10m 终	51.08m 终	78.28m 终

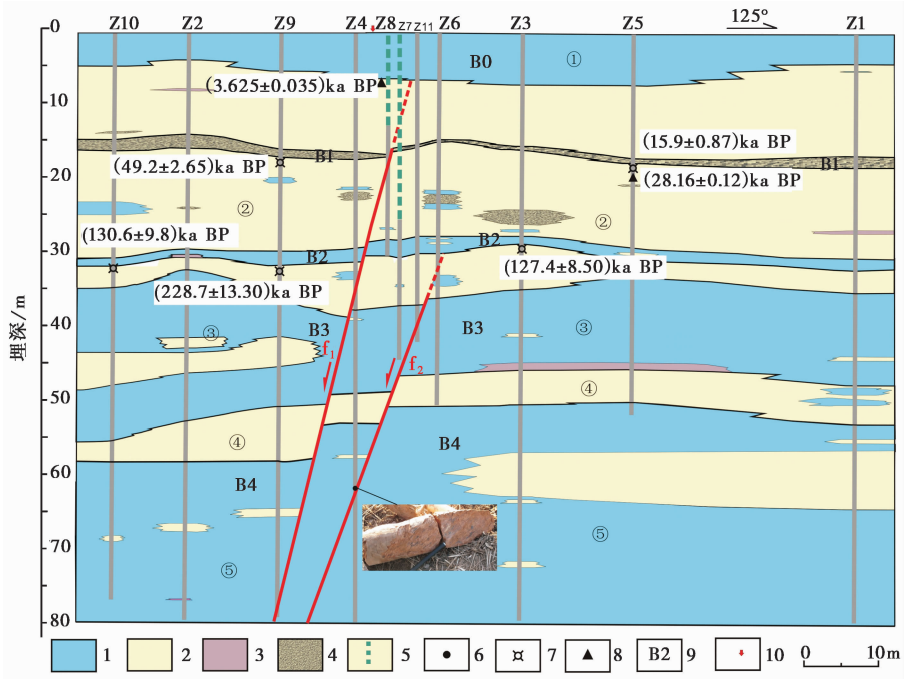


图 4 陶乐镇九队孔联合地质剖面

Fig. 4 The composite drilling geological section in No.9 village of Taole town.
1 砂黏土及黏砂土；2 粉细砂；3 粉砂；4 含砾粉细砂；5 钻孔未采心段；6 楔状岩心；7 光释光样品；
8 ¹⁴C样品；9 标志层；10 浅层地震勘探确定的上断点地表投影位置

表 2 陶乐镇九队钻孔联合剖面标志层断层附近断距列表

Table 2 Fault displacements of key beds revealed by the composite drilling section in No.9 village of Taole town								
编号	岩 性		f ₁			f ₂		
			下盘埋深 /m	上盘埋深 /m	断距 /m	下盘埋深 /m	上盘埋深 /m	断距 /m
B0	黏砂土及砂黏土	顶界	0	0	0	0	0	0
		底界	6.65	6.65	0	6.65	6.65	0
B1	含砾粉细砂	顶界	15.9	16.86	0.96	13.8	14.36	0
		底界	16.9	17.86	0.96	14.3	14.86	0
B2	黏土及砂黏土	顶界	28.9	30.1	1.2	27	27.69	0
		底界	30.8	32	1.2	29.3	29.99	0
B3	黏土、砂黏土夹细砂	顶界	37.36	38.56	1.2	35.54	36.92	1.38
		底界	48.69	49.69	1.2	46.08	48.26	2.18
B4	黏土、黏砂土、 砂黏土，夹粉细	顶界	52.53	57.79	5.26	50.35	52.53	2.18

变化明显。断层 f_1 在孔 Z4 和 Z9 间错断该层顶界,断距为 5.26m;断层 f_2 在孔 Z3 和 Z4 间错断该层顶界,断距为 2.18m,另外在孔 Z4 中 62.83m 处取得一楔状岩心,断面明显,存有明显擦痕,推测由 f_2 所为(图 4)。

2.2 主要标志层沉积年龄

为了确定各标志层的沉积年代,在 B0、B1 和 B2 底部分别采取钻孔年龄样品送实验室测试,结果见表 3。从年龄样品分布看:针对标志层 B0,在其底部的粉细砂层中采集 1 个 ^{14}C 样品,其结果为 $(3.625\pm0.035)\text{ ka BP}$;针对标志层 B1,在其底部有 Z9-Y6、Z5-Y9 和 Z5-C14-1 3 个样品年龄控制,其中前两者为释光样品,后者为 ^{14}C 样品,它们的测试年龄分别为 $(49.2\pm2.65)\text{ ka BP}$ 、 $(15.9\pm0.87)\text{ ka BP}$ 和 $(28.16\pm0.12)\text{ ka BP}$;针对 B2,在其底部获得 Z9-Y10、Z10-Y7 及 Z3-Y11 3 个释光样品的年龄结果,分别为 $(228.7\pm13.3)\text{ ka BP}$ 、 $(130.6\pm9.8)\text{ ka BP}$ 和 $(127.4\pm8.5)\text{ ka BP}$ (图 4)。

表 3 陶乐镇九队钻孔联合地质剖面钻孔样品年龄测试结果
Table 3 The dating result of borehole samples in No.9 village of Taole town

样品编号	测试类型	样品埋深/m	距今年龄/ ka	同孔中标志层位埋深/m
TC-C14-3	^{14}C	6.8	3.625 ± 0.035	B0 底/6.65
Z5-C14-1		20.1	28.160 ± 0.120	B1 底/17.3
Z9-Y6		18	49.2 ± 2.65	B1 底/16.8
Z9-Y10	释光	32.3	228.7 ± 13.3	B2 底/31.5
Z10-Y7		30.5	130.6 ± 9.8	B2 底/31.7
Z5-Y9		18.8	15.9 ± 0.87	B1 底/17.3
Z3-Y11		30.3	127.4 ± 8.5	B2 底/27.9

从测试结果看,对同一地层界线,各样品测试结果间的吻合程度较差,仅从样品年龄无法确定哪一年龄较为合理可用,必须通过一定的方法进行取舍。首先通过各样品间的相互检验并从统计的角度分析。B2 底界有 2 个年龄结果相互很接近,而另一结果相差较远,因此认为 2 个相近的年龄结果较真实地反映了该界线的年龄,所以,确定 B2 底的沉积年龄为 $(130.6\pm9.8)\text{ ka BP}$ 或 $(127.4\pm8.5)\text{ ka BP}$,取两者平均值为 $(130\pm9.2)\text{ ka BP}$ 。在认为该年龄较真实地反映了 B2 底的沉积年龄的前提下,考虑剖面处于水下沉积环境,假设其沉积速率较接近且不存在较大的沉积间断,并认为 ^{14}C 测试比释光测试更准确。据此,认为所获得 3 个测试结果中,Z5-C14-1 的结果可作 B1 底界沉积年龄,其值为 $(28.16\pm0.12)\text{ ka BP}$ 。而在 B0 底部探槽所获得 ^{14}C 结果为 $(3.625\pm0.035)\text{ ka BP}$,和其他测试结果无冲突,认为其能反映 B0 底界的沉积年龄。

鉴于样品位置和相应钻孔中各标志层底界较相近,同时考虑样品测试的误差以及沉积速率的不确定性,这里直接采用样品年龄作为各标志层底界的沉积年龄,不另行处理。即标志层 B0、B1 和 B2 底界的沉积年龄分别为 $(3.625\pm0.035)\text{ ka BP}$ 、 $(28.16\pm0.12)\text{ ka BP}$ 和 $(130\pm9.2)\text{ ka BP}$ 。

2.3 断裂活动时代及滑动速率

2.3.1 活动时代

钻孔剖面揭示出 2 条断层, f_1 是活动相对较新的断层,错断标志层 B1,而未错断标志层

B0, 限于标志的分布和钻探的局限性, 只能确定该断层的上断点在这 2 个标志层之间, 即在埋深 6.3~15.5m 之间。由标志层的沉积年龄限定该断层的最新活动时代在晚更新世晚期或全新世。另一条断层 f_2 限定于标志层 B3 和 B2 之间, 错断 B3 顶界而止于 B2 底界, 因此, 确定该断层的上断点埋深为 25.6~36.5m, 根据测年结果判定, 该断层晚更新世以来未有显著活动。因此, f_1 是黄河断裂的主断裂, 最新活动时代为晚更新世晚期或全新世。

2.3.2 滑动速率

根据各个标志层断距大小, 可分析断层的活动过程。发现在地层沉积过程中, 2 条断层具有交替活动的特征。早期, 仅 f_1 活动, 在层④沉积期间, 断层位移 4.06m; 在层③沉积中, f_1 没有活动, f_2 开始活动, 在此期间 f_2 累积位移为 0.8m; 在层②开始沉积之初, f_2 仍然有活动, 但在 B2 开始沉积时停止活动, 此间 f_2 的累积位移 1.38m; 在 B2 沉积之后、B1 沉积之前, f_1 又开始活动, 但此间的累积位移较小, 为 0.24m; B1 沉积之后、层①沉积之前, f_1 继续活动, 累积位移为 0.96m, 层①沉积过程中 f_1 再未有活动。

结合标志层 B0、B1 和 B2 的沉积年龄, 可以估算不同时段断层的滑动速率, (130 ± 9.2) ka BP~(8.16 ± 0.012) ka BP 间断层累积位移仅为 0.24m, 估算该时段速率为 0.0024mm/a; (28.16 ± 0.12) ka BP~(3.625 ± 0.035) ka BP 累积位移 0.96m, 估算该时段速率为 0.04mm/a。

另外, 利用标志层的累积位移也可以估算出较长时期的断层平均滑动速率。若视 B2 底界为晚更新世的地层界线, 其断距则可反映断层晚更新世((130 ± 9.2) ka BP) 以来的累计位移(1.2m), 则获得晚更新世以来的滑动速率为 0.01mm/a。同理, 若视标志层 B1 底界断距为该地层形成以来断层活动的累计位移, 则获得断层晚更新世晚期((28.16 ± 0.12) ka BP) 的累计位移为 0.96m, 相应滑动速率为 0.034mm/a。应当指出, 由于 B1 和 B2 顶底断距相同, 表明标志层记录的断层位移的开始累积的时间要晚于 B1 和 B2 沉积形成的时间, 但具体时间又难以识别和限定, 因此, 上述垂直滑动速率应当偏小于真实断层滑动速率。

可见, 在晚更新世以来, 断层活动规模较弱, 而且主要活动期集中于晚更新世晚期—全新世早中期。因此认为(28.16 ± 0.12) ka BP~(3.625 ± 0.035) ka BP 时段内的断层滑动速率最接近于断层的实际, 也最能反映断层未来活动水平, 因此最终确定黄河断裂北段的平均滑动速率为 0.04mm/a。

3 讨论

3.1 黄河断裂晚第四纪活动强度及发震能力

黄河断裂不论是在地貌显示上, 还是活动强度上, 南北存有明显差异。大致以月牙湖为界, 南段为裸露断层, 控制着洪积台地和盆地的分界, 而北段主要呈隐伏状, 没有显著的地貌变化。黄河断裂为晚更新世末或全新世活动断层, 但在活动强度上南北段具有显著的差别。北段活动性明显偏弱, 晚更新世以来的累积位移仅为 0.96m, 平均滑动速率为 0.04mm/a, 而南段晚第四纪发生过多次古地震事件, 同震位移最大达 2.4m, 平均滑动速率为 0.24mm/a(柴炽章等, 2000; 廖玉华等, 2001)。可见, 黄河断裂南段在晚第四纪的活动远强于北段。

另外, 在银川盆地的其他 3 条主要活动断裂中, 贺兰山东麓断裂晚第四纪以来的滑动速率达 2.1mm/a, 并发生了 1739 年的平罗 8 级地震, 在地表形成醒目的断层陡坎(国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组, 1988); 银川隐伏断裂北段全新世活动, 平均滑动速率为

0.14mm/a, 南段全新世不活动, 晚更新世平均滑动速率为 0.03mm/a(雷启云等, 2008); 芦花台断裂北段全新世活动, 滑动速率为 0.18mm/a, 南段在晚更新世以来不活动(雷启云等, 2011b)。可见, 在银川盆地断裂体系中, 晚第四纪以来的活动以贺兰山东麓断裂为最强, 其次为黄河断裂南段, 再次为银川隐伏断裂和芦花台隐伏断裂。

根据已有资料, 综合考虑断裂的活动时代、分段长度、切割深度、同震位移、平均滑动速率等因素, 对银川盆地主要活动断裂的发震能力进行综合对比, 判定了每条断裂(段)的最大潜在地震震级(表 4)。与发生 1739 年平罗 8 级地震的贺兰山东麓断裂相比, 黄河断裂尽管切割深度大, 但其最大潜在地震震级为 7 级, 发震能力低于贺兰山东麓断裂。

表 4 银川盆地主要活动断裂发震能力综合对比

Table 4 Comprehensive comparison of the seismogenic capability of major active faults in Yinchuan Basin

断裂名称		活动时代	长度 /km	切割深度 /km	同震位移 /m	平均滑动 速率/mm·a ⁻¹	综合判定的最大 潜在地震震级
贺兰山东麓断裂	北段	全新世	119	28~29	4.4	2.1	8
	南段	全新世	26		1.86	0.11	7
黄河断裂	北段	晚更新世或全新世	95	>40	≤0.24	0.04	6.5
	南段	全新世	65		2.4	0.24	7
银川隐伏断裂	北段	全新世	36	19~20	0.31	0.14	6.5
	南段	晚更新世	42		≤0.32	0.03	6
芦花台隐伏断裂	北段	全新世	30	12~12.5	≤0.28	0.18	6.5
	南段	中更新世	45		—	—	—

综上所述, 黄河断裂活动存在分段特征, 北段活动远小于南段, 且晚第四纪活动强度不如贺兰山东麓断裂, 其最大潜在地震震级为 7 级, 发震能力也低于贺兰山东麓断裂。贺兰山东麓断裂是银川盆地中晚第四纪以来活动最强、发震能力最大的活动断裂。

3.2 黄河断裂在银川盆地长期演化中的作用

从石油剖面揭示的生长地层特征及主要地层界线的断距来看, 黄河断裂的活动在较长时间尺度内也存在南北差异(图 5)。在北段, 渐新世(E3)地层跨断层厚度变化很小, 顶底断距相当, 表明该时期断层并未活动; 在中新世(N1)和上新世(N2)地层中表现出生长地层的特征, 但断距较小; 在第四纪(Q)活动不明显, 没有控制第四系的沉积。而南段的 2 条剖面显示, 断层在渐新世(E3)以来, 均表现出明显的生长地层特征, 主要地层界线的断距也明显大于北段, 且越向南越明显, 黄河断裂的南段控制了盆地的沉积。相对南段, 黄河断裂北段在活动时代上晚、在活动强度上弱, 且自北向南活动强度增大。在银川盆地长期演化中, 北段没有控制银川盆地的边界, 南段基本控制了盆地的边界。

从银川盆地的结构看, 北段为以贺兰山东麓为主的极性向东的半地堑, 新生代地层沉降中心偏向于贺兰山东麓断裂附近; 中段为 4 条断裂控制, 交替活动形成堑中堑结构, 沉降中心位于芦花台隐伏断裂和银川隐伏断裂之间; 而南部则是以黄河断裂控制的极性向西的半地堑, 沉降厚度偏向黄河断裂。盆地中新世代地层厚度从北向南变薄, 贺兰山东麓断裂的活动幅度始终强于黄河断裂及其他断裂。

可见, 银川盆地是 4 条主要断裂长期共同活动的结果, 不同断裂的段落在不同时期的组合

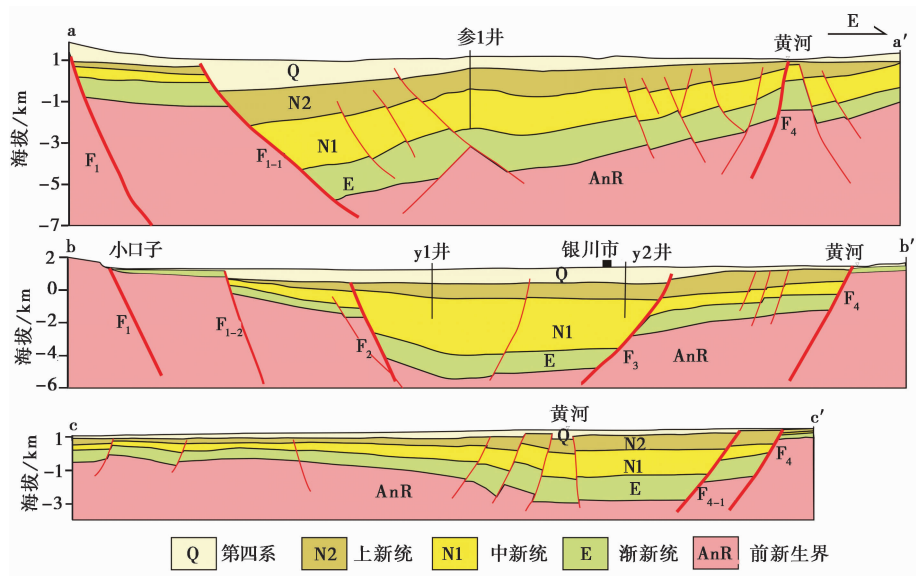


图 5 银川盆地不同部位结构特征(严烈宏等, 2002)

Fig. 5 Structural characteristics in different parts of Yinchuan Basin(After YAN Lie-hong *et al.*, 2002).

F₁ 贺兰山东麓断裂; F₂ 芦花台隐伏断裂; F₃ 银川隐伏断裂; F₄ 黄河断裂

活动塑造了银川盆地不同部位的特殊结构。

3.3 银川盆地深部地壳结构和浅部构造活动

跨银川盆地的人工地震深反射剖面揭示了银川盆地深部的地壳结构特征，根据各条断裂的切割深度和交切关系，前人认为银川盆地是以黄河断裂为主，其他断裂为辅的负花状构造，黄河断裂起到控制性作用(方盛明等, 2009)。事实上，不论晚第四纪的活动强度，还是发震能力，黄河断裂要弱于贺兰山东麓断裂。在更长时间尺度，黄河断裂在新生代也未能控制整个银川盆地的形成，仅是在南段控制了盆地的东边界，北段活动起始时间相对晚，且活动非常弱。从银川盆地的长期演化看，在盆地不同部位，明显受不同断裂活动组合的控制，是几条主干断裂长期共同活动的结果，而非其中一条断裂带所控制，且贺兰山东麓断裂具突出位置。可见，尽管黄河断裂向下切割了壳幔边界，但其在浅部的构造活动并不与之相匹配。

从深反射剖面看(图 6)，在地壳深部，除黄河断裂之外，在其西侧也存有另一条韧性剪切带 FM1，尽管该带向上没有延伸到上地壳，但明显错断了 C 面和莫霍面。另外，2 条韧性剪切带(FM1 和 FM2)之间的 C 面和莫霍面明显低于东西两侧。显然，2 条韧性剪切带所挟持的下地壳部分存在整体性的下陷。可见，盆地的地壳发生了伸展下陷，但上下地壳的伸展变形具有明显的分层性：即上地壳由数条脆性正断裂控制发生伸展断陷，并控制了强震的发生，下地壳则由 2 条韧性剪切带的下陷来响应岩石圈的伸展，而 C 面发生顺层剪切来协调上下地壳的变形。银川盆地现今的深浅部构造变形可用地壳双层伸展模式来理解(图 7)。

黄河断裂切割深度大，可能是其在新生代之前强烈活动的结果。前人认为银川盆地及贺兰山在侏罗纪末燕山运动中受挤压隆起，形成“银川古断隆”，黄河断裂为古隆起的东边界(宁夏回族自治区地质矿产局, 1990; 李克勤, 1992; 汤锡元等, 1992; 李清河等, 1999)。从断

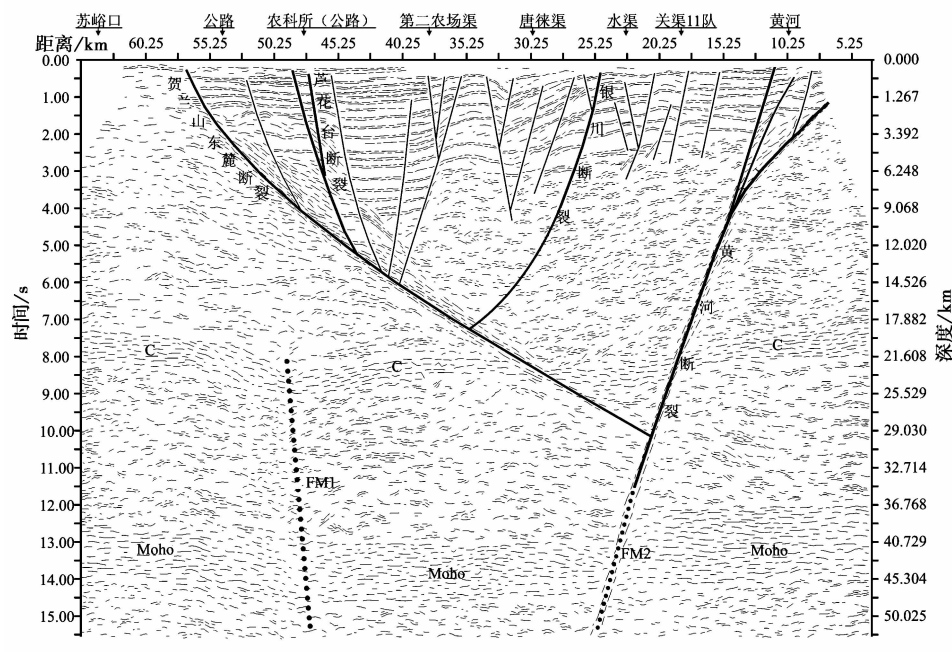


图 6 人工地震深反射剖面(方盛明等, 2009)

Fig. 6 Interpretation result of deep seismic reflection profiling(After FANG Sheng-ming *et al.*, 2009).

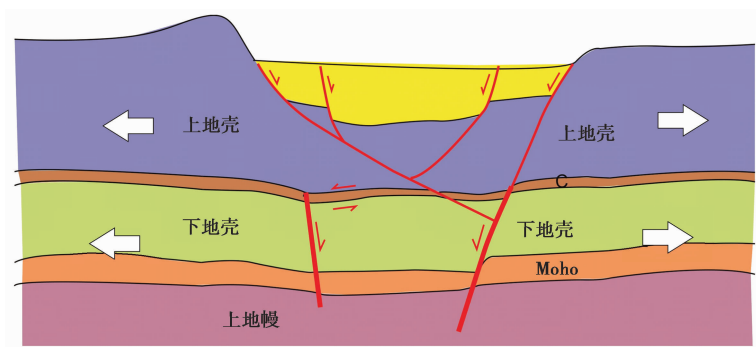


图 7 银川盆地地壳双层伸展模型图

Fig. 7 A two-layer crustal stretching model for Yinchuan Basin.

裂两侧中生代地层分布看, 此时黄河断裂可能活动强烈, 向下深切割, 并起到控制性作用, 而进入新生代以来, 区域构造应力由挤压转变为伸展, 构造活动向以贺兰山东麓断裂为主的多条断裂上迁移分解, 黄河断裂的活动相对变弱, 银川地堑开始形成发育。现今所揭示的深大断裂, 可能是黄河断裂在漫长地质演化历史中构造形迹的综合显示。

4 结论

(1)在黄河断裂北段陶乐镇, 钻探揭示出 2 条向下相交的断裂。分支断裂上断点埋深为 25.6~36.5m, 晚更新世没有活动; 主断裂的上断点埋深为 6.3~15.5m, 活动时代为晚更新世

末或全新世,晚更新世以来累计垂直位移 0.96m,平均滑动速率 0.04mm/a。和南段灵武断裂相比,北段活动规模相对较小,黄河断裂北段的活动强度明显低于南段。

(2)银川盆地是 4 条主要断裂长期共同活动的结果,不同断裂不同段落在不同时期的组合活动共同塑造了银川盆地不同部位的特殊结构。在银川盆地断裂体系中,晚第四纪以来以贺兰山东麓断裂活动为最强,其次为黄河断裂南段,再次为银川隐伏断裂和芦花台隐伏断裂。黄河断裂最大潜在地震震级为 7 级,尽管为银川盆地内切割最深、长度最大的断裂,但其发震能力并不为最强,要弱于切割相对浅的贺兰山东麓断裂。

(3)岩石圈的区域性伸展引起银川盆地整个地壳的伸展断陷,但上下地壳的伸展变形具有明显的分层性。上地壳由数条脆性正断裂控制,而下地壳则由 2 条韧性剪切带控制。银川盆地的深浅部构造变形可用地壳双层伸展模式来理解。而黄河断裂的深切割可能是其在中生代强烈活动的结果。

致谢 审稿专家提出了宝贵意见,为本文的完善起到建设性作用,中国科学院地球环境研究所和北京大学考古文博学院分别测试了释光样品和¹⁴C样品,在此一并深表谢意!

参 考 文 献

- 柴炽章,廖玉华,张文孝,等. 2001. 灵武断裂晚第四纪古地震及其破裂特征 [J]. 地震地质, 23(1): 15—23.
- CHAI Chi-zhang, LIAO Yu-hua, ZHANG Wen-xiao, *et al.* 2001. Late Quaternary paleoearthquakes and their rupture features along the Lingwu Fault [J]. Seismology and Geology, 23(1): 15—23(in Chinese).
- 柴炽章,孟广魁,杜鹏,等. 2006. 隐伏活动断层的多层次综合探测:以银川隐伏活动断层为例 [J]. 地震地质, 28(4): 536—544.
- CHAI Chi-zhang, MENG Guang-kui, DU Peng, *et al.* 2006. Comprehensive multi-level exploration of buried active fault: An example of Yinchuan buried active fault [J]. Seismology and Geology, 28(4): 536—544(in Chinese).
- 柴炽章,孟广魁,马贵仁,等. 2011. 银川市活断层探测与地震危险性评价 [M]. 北京: 科技出版社.
- CHAI Chi-zhang, MENG Guang-kui, MA Gui-ren, *et al.* 2011. Active Faults Exploration and Seismic Hazard Assessment in Yinchuan City [M]. Science Press, Beijing(in Chinese).
- 邓起东,汪一鹏,廖玉华,等. 1984. 断层崖崩积楔及贺兰山山前断裂全新世活动历史 [J]. 科学通报, 29(9): 557—560.
- DENG Qi-dong, WANG Yi-peng, LIAO Yu-hua, *et al.* 1984. Colluvial wedges and Holocene activity along the range front fault of Helan Shan [J]. Chinese Science Bulletin, 29(9): 557—560(in Chinese).
- 杜鹏,柴炽章,廖玉华,等. 2009. 贺兰山东麓断裂南段套门沟—榆树沟段全新世活动与古地震 [J]. 地震地质, 31(3): 256—264. doi: 10.3969/j.issn.0253-4967.2009.02.006.
- DU Peng, CHAI Chi-zhang, LIAO Yu-hua, *et al.* 2009. Study on Holocene activity of the south segment of the eastern piedmont fault of Helan Mountains between Taomengou and Yushugou [J]. Seismology and Geology, 31(3): 256—264(in Chinese).
- 方盛明,赵成彬,柴炽章,等. 2009. 银川断陷盆地地壳结构与构造的地震学证据 [J]. 地球物理学报, 52(7): 1768—1775.
- FANG Sheng-ming, ZHAO Cheng-bin, CHAI Chi-zhang, *et al.* 2009. Seismic evidence of crustal structures in the Yinchuan faulted basin [J]. Chinese J Geophys, 52(7): 1768—1775(in Chinese).
- 国家地震局“鄂尔多斯活动断裂系”课题组. 1988. 鄂尔多斯周缘活动断裂系 [M]. 北京: 地震出版社.
- The Research Group on Active Fault System around Ordos Massif, SSB. 1998. Active Fault System around Ordos Massif

[M]. Seismological Press, Beijing(in Chinese).

雷启云, 柴炽章, 孟广魁, 等. 2008. 银川隐伏断层钻孔联合剖面探测 [J]. 地震地质, 30(1): 250—262.

LEI Qi-yun, CHAI Chi-zhang, MENG Guang-kui, *et al.* 2008. Composite drilling section exploration of Yinchuan buried fault [J]. Seismology and Geology, 30(1): 250—262(in Chinese).

雷启云, 柴炽章, 孟广魁, 等. 2011a. 隐伏活断层钻孔联合剖面对折定位方法 [J]. 地震地质, 33(1): 45—55. doi: 10.3969/j.issn.0253-4967.2011.01.005.

LEI Qi-yun, CHAI Chi-zhang, MENG Guang-kui, *et al.* 2011a. Method of locating buried active fault by composite drilling section doubling exploration [J]. Seismology and Geology, 33(1): 45—55(in Chinese).

雷启云, 柴炽章, 孟广魁, 等. 2011b. 基于钻探的芦花台隐伏断层晚第四纪活动特征 [J]. 地震地质, 33(3): 602—614. doi: 10.3969/j.issn.0253-4967.2011.03.010.

LEI Qi-yun, CHAI Chi-zhang, MENG Guang-kui, *et al.* 2011b. Activity characteristics of Luhutai buried fault since late Quaternary revealed by drilling [J]. Seismology and Geology, 33(3): 602—614(in Chinese).

李克勤. 1992. 中国石油地质志(卷十二)[M]. 北京: 石油工业出版社.

LI Ke-qin. 1992. Petroleum Geology of China(vol. 12)[M]. Petroleum Industry Press, Beijing(in Chinese).

李清河, 郭守年, 吕德徽. 1999. 鄂尔多斯西缘与西南缘深部结构与构造 [M]. 北京: 地震出版社.

LI Qing-he, GUO Shou-nian, LÜ De-hui. 1999. Deep Structure and Tectonics of the Western and Southwestern Ordos [M]. Seismological Press, Beijing(in Chinese).

廖玉华, 潘祖寿. 1982. 宁夏红果子沟长城错动新知 [J]. 地震地质, 4(2): 77—79.

LIAO Yu-hua, PAN Zu-shou. 1982. Dislocation of the Great Wall in the Hongguozi Gou, Ningxia Autonomous Region [J]. Seismology and Geology, 4(2): 77—79(in Chinese).

廖玉华, 柴炽章, 张文孝, 等. 2000. 灵武断裂晚第四纪活动特征及位移速率 [J]. 中国地震, 16(2): 64—71.

LIAO Yu-hua, CHAI Chi-zhang, ZHANG Wen-xiao, *et al.* 2000. The active features and slip rate of Lingwu Faults in late Quaternary [J]. Earthquake Research in China, 16(2): 64—71(in Chinese).

宁夏回族自治区地质矿产局. 1990. 宁夏回族自治区区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社.

Ningxia Hui Autonomous Region Geological Bureau. 1990. Regional Geology of Ningxia Hui Autonomous Region [M]. Geological Publishing House, Beijing(in Chinese).

汤锡元, 郭忠铭, 陈荷立. 1992. 陕甘宁盆地西缘逆冲推覆构造及油气勘探 [M]. 西安: 西北大学出版社.

TANG Xi-yuan, GUO Zhong-ming, CHEN He-li. 1992. The Study and Petroleum Prospect of Thrust Nappe in the West Margin of Shaanxi-Gansu-Ningxia Basin [M]. Northwest University Press, Xi'an(in Chinese).

严烈宏, 王利. 2002. 银川盆地地热系统 [M]. 银川: 宁夏人民出版社.

YAN Lie-hong, WANG Li. 2002. Geo-thermal Resources in Yinchuan Basin [M]. Ningxia People Press, Yinchuan(in Chinese).

张国民, 马宏生, 王辉, 等. 2005. 中国大陆活动地块边界带与强震活动 [J]. 地球物理学报, 48(3): 602—610.

ZHANG Guo-min, MA Hong-sheng, WANG Hui, *et al.* 2005. Boundaries between active-tectonic blocks and strong earthquakes in the China mainland [J]. Chinese J Geophys, 48(3): 602—610(in Chinese).

张培震, 邓起东, 张国民, 等. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块 [J]. 中国科学(D 辑), 33(S1): 12—20.

ZHANG Pei-zhen, DENG Qi-dong, ZHANG Guo-min, *et al.* 2003. Active tectonic blocks and strong earthquakes in the continent of China [J]. Science in China(Ser D), 46(S1): 13—24.

张维歧, 廖玉华, 潘祖寿, 等. 1982. 初论贺兰山前洪积扇断层陡坎 [J]. 地震地质, 4(2): 32—34.

ZHANG Wei-qi, LIAO Yu-hua, PAN Zu-shou, *et al.* 1982. On the piedmont scarp in diluvial fan of Mt. Helanshan [J]. Seismology and Geology, 4(2): 32—34(in Chinese).

Deng Q D, Liao Y H. 1996. Paleoseismology along the range-front fault of Helan Mountains, North Central China [J]. J Geophys Res, 101(B3): 5873—5894.

ACTIVITY AND SLIP RATE OF THE NORTHERN SECTION OF YELLOW RIVER FAULT REVEALED BY DRILLING

LEI Qi-yun^{1,2)} CHAI Chi-zhang²⁾ ZHENG Wen-jun¹⁾ DU Peng²⁾
XIE Xiao-feng²⁾ WANG Yin²⁾ CUI Jin²⁾ MENG Guang-kui²⁾

1) *State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China*

2) *Earthquake Administration of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750001, China*

Abstract

Yellow River Fault is the longest, deepest fault in the Yinchuan Basin, also is the eastern boundary of the basin. Because its north section is buried, its activity and slip rate remains unknown, which made a negative impact on understanding the evolution and seismic hazard of the Yinchuan Basin. In this study, a composite drilling section with a row of drillholes were laid out along the northern section of the Yellow River Fault based on the results of shallow seismic exploration near the Taole Town, where oil seismic exploration data are available. Fault activity and slip rate are obtained by measuring the age of samples of holes. The results show that the northern section of the Yellow River Fault is a late Pleistocene or Holocene Fault, its accumulative displacement is 0.96m since (28.16 ± 0.12) ka BP, with an average slip rate of 0.04mm/a, which is significantly lower than the southern section. The activity intensity of the northern section of the Yellow River Fault is significantly lower than the southern section since Late Quaternary. In the Yinchuan Basin, the Helanshan eastern piedmont fault is the most active fault since late Quaternary, next is the Yellow River Fault, then, the Yinchuan buried fault and Luhutai buried fault. Although the Yellow River Fault is the deepest and the longest fault, its maximum potential earthquake is magnitude 7, this seismogenic capability is weaker than the relatively shallower Helanshan eastern piedmont fault, on which occurred the Pingluo M8 earthquake in 1739 AD. Yinchuan Basin is the result of long-term activities of the four major faults, which shaped the special structure of the different parts of Yinchuan Basin. The Yellow River Fault controlled the evolution of the south part of Yinchuan Basin. The two-layer crustal stretching model can help us understand the structural deformation between the upper crust and the lower crust beneath Yinchuan Basin. Deformation of the upper crust is controlled by several brittle normal faults, while the deformation of the lower crust is controlled by two ductile shear zones. The shear sliding on Conrad discontinuity coordinates the extensional deformation of different mechanical properties between the upper and the lower crust. Yellow River Fault might have cut deeply into the Moho in Mesozoic, the tectonic activity in Yinchuan Basin began to migrate and was partitioned into several faults since the beginning of the Cenozoic, mainly in the Helanshan eastern piedmont fault. This may be the reason why the Yellow River Fault has lower seismogenic capability than the shallower Helanshan eastern piedmont fault.

Key words Yellow River Fault, drilling, slip rate, Yinchuan Basin

〔作者简介〕 雷启云,男,1981年生,2005年毕业于兰州大学地质工程专业,获得硕士学位,现为在读博士研究生,高级工程师,主要从事活动构造研究工作,电话:0951-5068227, E-mail: leiqr624@163.com。