

甘肃北山地区上石炭统一二叠统干泉组的时代、分布及其构造意义

牛亚卓^{1,2)}, 卢进才²⁾, 刘池阳¹⁾, 许伟²⁾, 史冀忠²⁾, 宋博²⁾

1) 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西安, 710069;

2) 中国地质调查局西安地质调查中心, 西安, 710054

内容提要: 甘肃北山地区位于中亚造山带最南端, 上古生界的沉积层序对探讨该区构造与盆地演化有重要意义。上石炭统一二叠统干泉组的时代和分布尚不明确, 限制了沉积层序和构造演化的研究。本研究通过对北山南部独山地区和柳园地区的地层学研究, 获得干泉组上段火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 293.8 ± 4.8 Ma 和“石炭系未分”火山岩年龄 293.9 ± 2.7 Ma 和 291.7 ± 2.3 Ma。同位素年龄和古生物数据证明干泉组时限为晚石炭世卡西莫夫期 (Kasimovian) — 早二叠世萨克马尔期 (Sakmarian), 在研究区广泛出露。北山南部下石炭统维宪阶—中二叠统卡匹敦阶为基本连续的沉积层序, 代表了研究区由小型断陷海盆发育为大型裂谷盆地的演化过程: 早石炭世维宪期—早二叠世阿瑟尔期, 白山组、石板山组和干泉组下段为一系列分散的断陷海盆中的滨浅海相沉积物; 早二叠世萨克马尔期 (约 294 ~ 292 Ma), 干泉组上段的火山岩表明盆地演化进入火山活动强烈的裂陷期; 早二叠世亚丁斯克期—中二叠世卡匹敦期 (约 286 ~ 265 Ma), 双堡塘组和菊石滩组组成裂谷盆地沉降期的海侵充填序列。

关键词: 北山; 干泉组; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄; 沉积层序; 裂谷盆地

甘肃北山地区位于天山—兴蒙造山带中段, 是探讨中亚造山带最终形成及古亚洲洋闭合的关键地区之一 (左国朝等, 1990; 李锦轶等, 2009; Xiao Wenjiao et al., 2010; Sengör et al., 2014)。晚古生代是北山地区古亚洲洋演化的关键时期, 石炭—二叠纪地层层序的确立对区域构造与沉积演化有重要意义 (左国朝等, 2003; 何世平等, 2005; Xiao Wenjiao et al., 2010)。北山地区上石炭统干泉组的时代和分布一定程度上限制了地层层序和区域构造演化的研究。在北山南部, 该组由碎屑岩、碳酸盐和火山岩组成, 时代定为晚石炭世, 但上段火山岩缺少年龄证据 (左国朝等, 1990; 内蒙古自治区地质矿产局, 1996; 甘肃省地质矿产局, 1997)。前人研究认为干泉组在北山地区大面积缺失, 地层缺失和对应的不整合接触代表构造和沉积环境的转换。一些学者认为北山地区早石炭世为后碰撞的断陷海盆, 这些小型盆地在晚石炭世最晚期闭合, 造成了上石炭统干泉组的缺失 (左国朝等, 1990; 何世平等, 2005; Chen Shi

et al., 2016); 而另一些学者认为古亚洲洋在北山地区闭合于晚石炭世晚期, 造成了区域隆升剥蚀和干泉组的缺失 (刘雪亚等, 1995; 刘训等, 1995)。

北山地区上古生界的地层学研究以 20 世纪 60 ~ 70 年代的 1 : 20 万区域地质调查为基础^{①~④}。前人研究建立了地层层序框架并系统总结了古生物组合的时代, 但由于研究方法的限制, 将一些以火山岩和火山岩碎屑岩为主, 缺少古生物的地层划分为“石炭系未分” (金松桥, 1974; 翟毓沛, 1981; 朱伟元, 1983; 甘肃省地质矿产局, 1997)。笔者所在项目组通过北山南部 2013 ~ 2016 年的地层学研究工作, 在独山和红柳园地区发现了石炭—二叠系沉积较为连续的剖面, 对干泉组上段和“石炭系未分”的火山岩进行同位素年代学工作, 认为干泉组分布较为广泛, 虽然部分被剥蚀, 但并不存在大面积缺失。本文旨在报道北山南部干泉组和“石炭系未分”火山岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究成果, 明确干泉组的精确时代和分布, 进而探讨干泉组的形成环

注: 本文为国家自然科学基金项目 (编号: 41402097 和 41402195) 和中国地质调查局矿产资源调查评价专项 (编号: DD20160172) 的成果。

收稿日期: 2018-04-06; 改回日期: 2018-05-09; 责任编辑: 刘志强。Doi: 10.16509/j.georeview.2018.04.002

作者简介: 牛亚卓, 男, 1987 年生。博士研究生, 矿产普查与勘探专业。Email: niuyazhuo@cgs.cn。通讯作者: 刘池阳, 男, 教授, 博士生导师, 从事沉积盆地动力学和油气地质学等方面的教学和科研工作。Email: ley@nww.edu.cn。

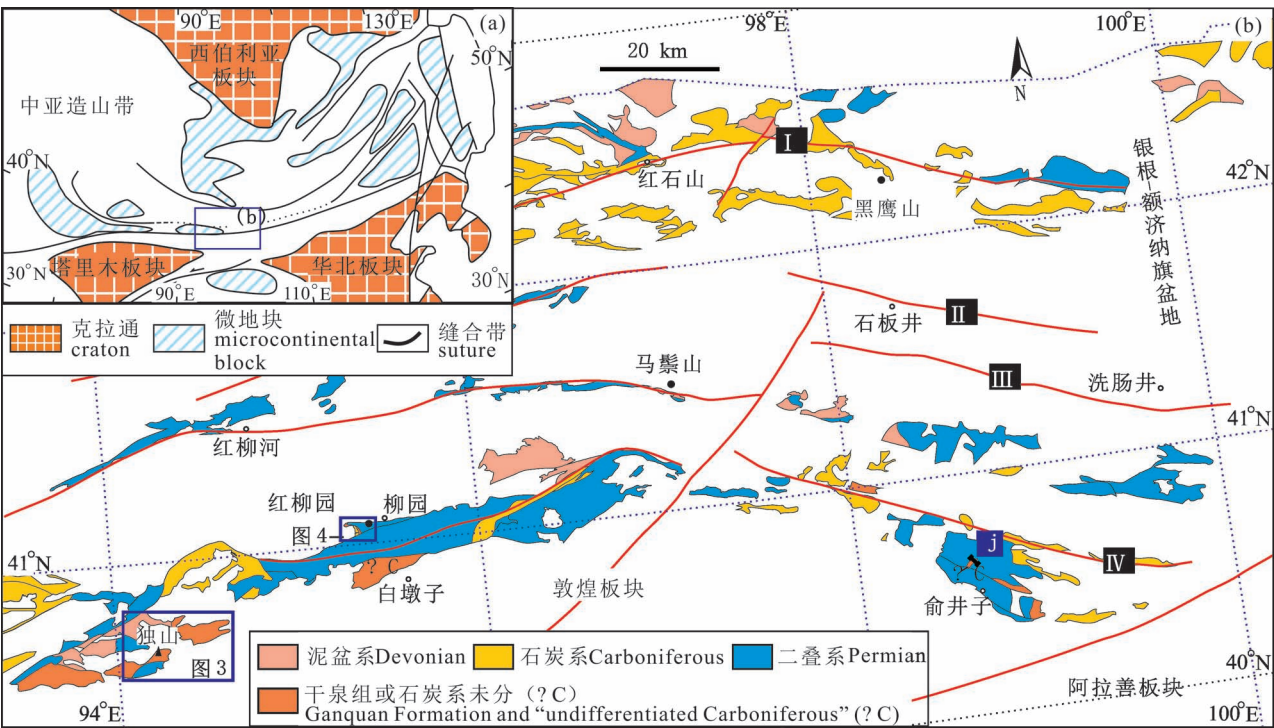


图 1 甘肃北山地区构造位置图(a)及上古生界分布简图(b)(a: 据 Zhou et al., 2017; b: 据王洪亮等,2007 编绘)
Fig. 1 Schematic tectonic map showing location of the Beishan Region (a) and simplified geological map showing distribution of the Upper Paleozoic (b) (a: after Zhou et al., 2017;b: after Wang Hongliang et al., 2007#)
断裂带: I—红柳河; II—星星峡—石板井; III—红柳河—洗肠井; IV—柳园
fault belts: I—Hongshishan; II—Xingxingxia - Shibanjing; III—Hongliuhe—Xichangjing; IV—Liuyuan

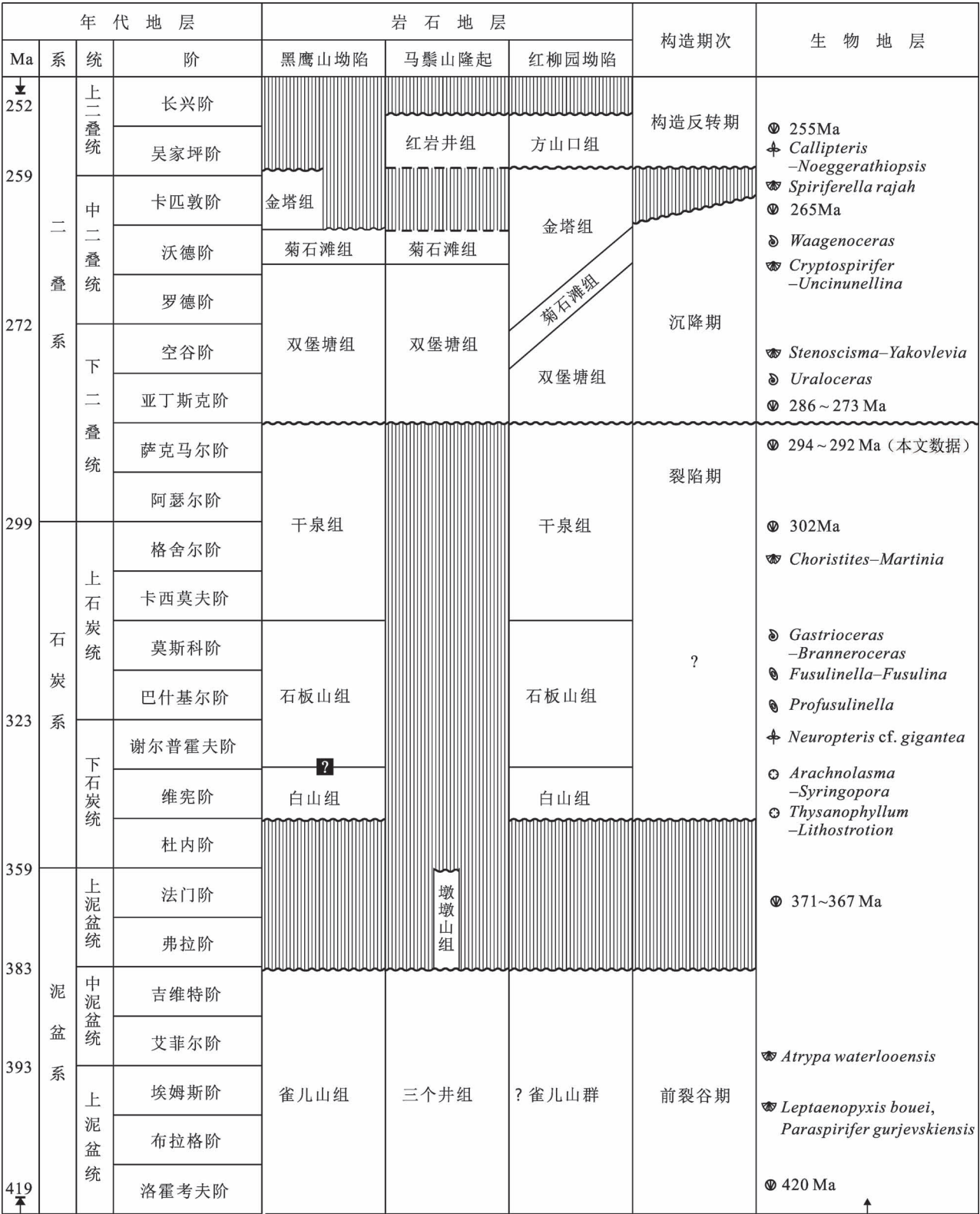
境和其在晚古生代区域构造演化中的意义。

1 区域地层概况

甘肃北山地区位于天山—兴蒙构造带中段,西接天山造山带,东连兴蒙造山带(王洪亮等,2007; Xiao Wenjiao et al., 2010; Zhou Jianbo et al., 2018)(图 1a)。Xiao Wenjiao 等(2010)认为北山地区自北向南被红石山、星星峡—石板井、红柳河—洗肠井和柳园四条断裂带(图 1b)分为雀儿山、黑鹰山—早山、马鬃山、双鹰山—花牛山和石板山五个主要构造单元。晚古生代,红柳河—洗肠井混杂岩带所代表的洋盆闭合形成了马鬃山隆起区(左国朝等,2003; 何世平等,2004; Cleven et al., 2016)。该隆起区将北山地区分隔为北部的黑鹰山坳陷区和南部的红柳园坳陷区,上古生界主要分布在两个坳陷之中(图 1)。此次研究的石炭—二叠系剖面位于北山南部红柳园坳陷区。该区上古生界自下而上依次为泥盆系雀儿山组、石炭系白山组、石板山组、干泉组和二叠系双堡塘组、菊石滩组、金塔组和方山口组(图 2)(甘肃省地质矿产局, 1997; Niu Yazhuo et al.,

2018)。

下一中泥盆统雀儿山组下部为砂岩、细砂岩和粉砂岩,上部主要为粉砂岩。该组时代缺少化石数据,但其与上覆的上石炭统干泉组角度不整合接触,岩性组合与北山北部的雀儿山组较为一致,而与奥陶—志留系有较大区别,暂将其时代定为早—中泥盆世。下石炭统白山组以粉砂岩为主,夹多层灰岩,灰岩中的珊瑚 *Thysanophyllum*—*Lithostrotion* 和 *Arachnolasma*—*Syringopora* 组合表明该组时代主要为维宪期(Viséan)(金松桥,1974)。上石炭统石板山组以砾岩、粉砂岩和灰岩为主,产出蠕类 *Profusulinella* 和 *Fusulinella*—*Fusulina* 组合和植物 *Neuropteris* cf. *gigantea*,时代主要为巴什基尔期(Bashkirian)—莫斯科期(Moscovian),可能下延至谢尔普霍夫期(Serpukhovian)(金松桥,1974; 张遵信等,1985)。上石炭统干泉组下部以砂岩、粉砂岩、砾岩和灰岩为主,上部以流纹岩、流纹质角砾熔岩和玄武岩为主,火山岩时代尚不确定^{①②}。迄今为止,北山南部确定为干泉组的地层仅出露在独山地区,柳园和俞井子地区 1 : 20 万区域地质调查中



接触关系(contact) 〰 不整合(unconformity) - - 假整合(disconformity) — 整合(conformity) Ⓐ 同位素年龄(isotopic age)
古生物门类(paleontological data): ✦ 植物(plant) Ⓐ 珊瑚(coral) Ⓐ 菊石(amonnite) ✦ 腕足类(brachiopod) Ⓐ 蛭类(fusulina)

图2 北山地区上古生界年代地层、岩石地层与生物地层对比图

Fig. 2 Upper Paleozoic chronostratigraphy, lithostratigraphy, and biostratigraphy correlations for the Beishan Region

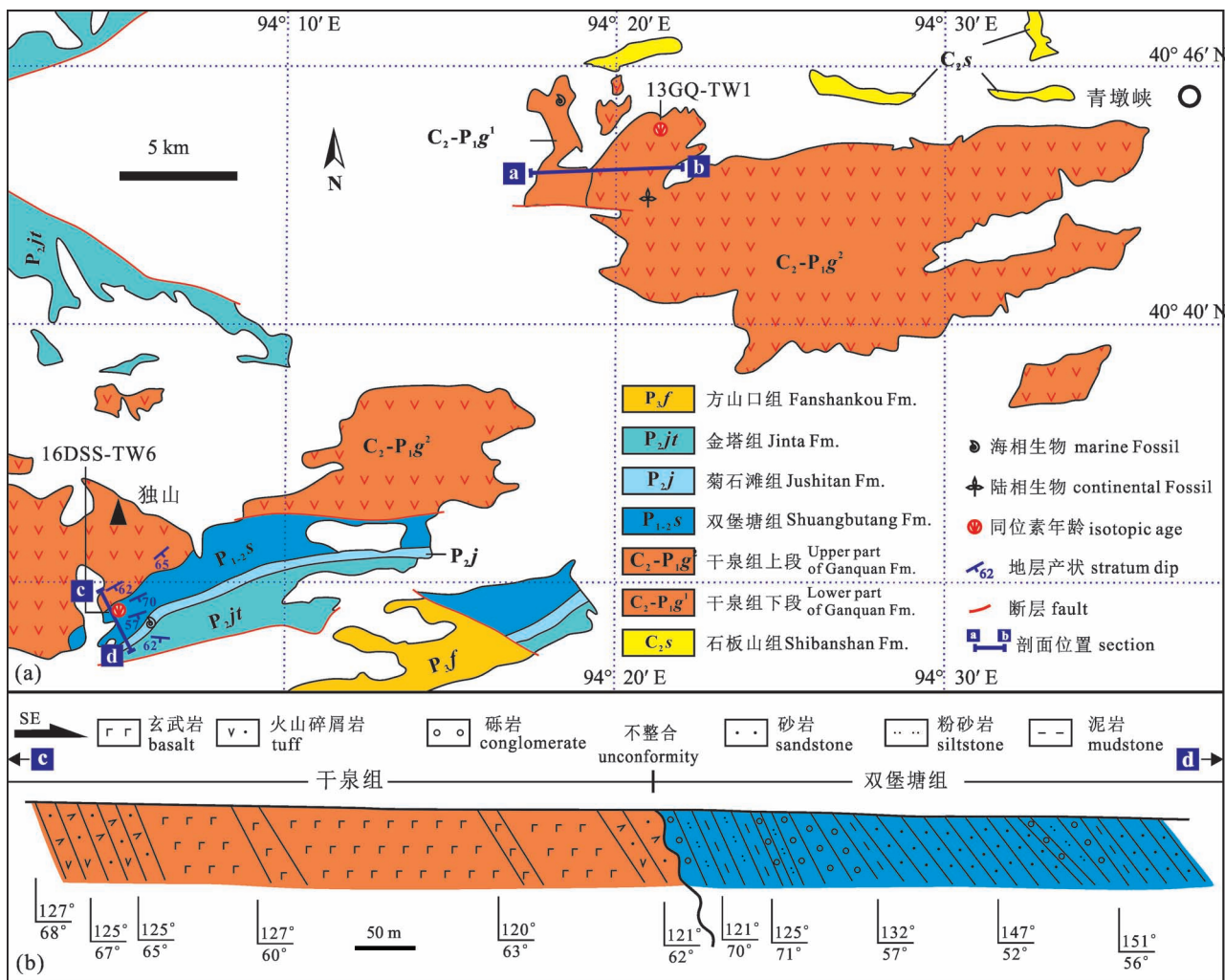


图 3 独山地区石炭—二叠系分布简图(a,据参考文献^{①②}修编)及独山南干泉组与双堡塘组破裂不整合剖面图(b)

Fig. 3 Carboniferous—Permian geological map of the Dushan Area simplified after references^{①②}(a) and South Dushan Cross Section showing the unconformity between the Ganquan and Shuangbutang formations (b)

剖面 a—b: 干泉剖面; 剖面 c—d: 独山南剖面

Section a—b: Ganquan Section; Section c—d: South Dushan Section

“石炭系未分”根据岩性组合有可能为干泉组^{③④}(图 1b),但缺少关键的古生物和同位素年龄数据(左国朝等,1990;甘肃省地质矿产局,1997)。下一中二叠统双堡塘组以砾岩和砂岩为主,产出腕足类 *Stenosisma*—*Yakovlevia* 组合和菊石 *Uraloceras*,其中火山岩夹层的年龄为 286 ~ 273 Ma,时代为亚丁斯克期(Artinskian)—沃德期(Wordian)(朱伟元,1983;张研,1995;牛亚卓等,2018)。中二叠统菊石滩组以粉砂岩和泥岩为主,产出腕足类 *Cryptospirifer*—*Uncinunellina* 组合和菊石 *Waagenoceras*,时代以沃德期为主(梁希洛,1981;张研,1995)。中二叠统顶部金塔组以玄武岩和凝灰岩为主(265 Ma),砂岩夹层中产出腕足类

Spiriferella rajah,时代以卡匹敦期(Capitanian)为主,在柳园地区可能下延至空谷期(Kungurian)(朱伟元,1983;Zheng Rongguo et al.,2014;Wang Yu et al.,2017)。上二叠统方山口组以流纹岩、英安岩、凝灰岩、火山岩角砾岩为主,凝灰质砂岩夹层中产出植物 *Callipteris*—*Noeggerathiopsis* 组合,时代为晚二叠世(朱伟元等,1977)。

2 剖面特征及样品位置

笔者所在团队在 2013~2016 年实测了北山南部 5 条上石炭统一中二叠统地层剖面,分别为独山地区干泉干泉组剖面(图 3 中剖面 a—b)、独山南干泉组、双堡塘组和菊石滩组剖面(图 3 中剖面 c、d)、

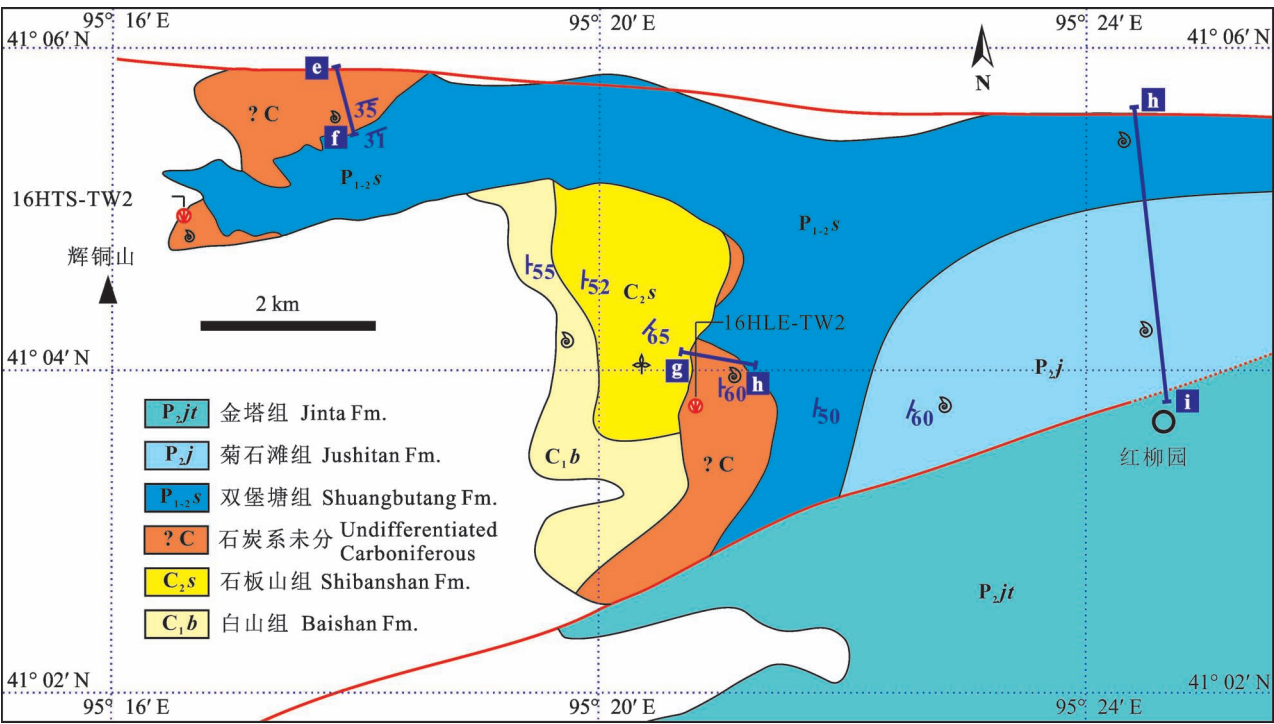


图 4 柳园地区石炭—二叠系分布简图,据参考文献^⑧修编

Fig. 4 Carboniferous—Permian geological map of the Liuyuan Area simplified after reference^⑧

剖面 e—f: 辉铜山剖面;剖面 g—h—i: 红柳园剖面,图例参见图 3

Section e—f: Huitongshan Section; Section g—h—i: Hongliuyuan Section, see Fig. 3 for the graphical symbols

柳园地区辉铜山“石炭系未分”剖面(图 4 中剖面 e—f)、红柳园干泉组、双堡塘组和菊石滩组剖面(图 4 中剖面 g、h、i)和金塔峪井子北“石炭系未分”剖面(图 1 中剖面 j)。

独山地区干泉剖面为北山地区干泉组的层型剖面(甘肃省地质矿产局, 1997)。该剖面干泉组分下、上两段,下段以碎屑岩和碳酸盐为主,角度不整合于下一中泥盆统雀儿山组之上,厚度为 865 m;上段以酸性火山岩为主,整合于下段之上,顶部被第四系覆盖,未出露,厚度>2469 m(图 3a 和图 5)。干泉组下段底砾岩磨圆度中等—高,颗粒支撑为主,砾石主要为下伏雀儿山组变质砂岩砾石。底砾岩之上为薄层泥岩和泥灰岩互层,单层厚度为 3 ~ 8 cm,呈板状,侧向延伸稳定(图 6a)。下段中部主要为中层中—粗粒岩屑石英杂砂岩,呈板状,延伸稳定,其中有少量的砂砾岩、泥岩和泥灰岩夹层。下段上部碳酸盐逐渐增多,有少量英安岩夹层。顶部为块状生物碎屑灰岩,其中富含腕足类、苔藓虫和珊瑚化石,主要分子有 *Martinia sinensis*, *Dielasma cf. timanicum*, *Choristites cf. jigulensis*, *C. wynnei*^①。干泉组上段主要为红褐色厚层的流纹岩、安山岩、流纹质凝灰岩、

流纹质角砾熔岩,有粉砂岩夹层。粉砂岩中产出植物 *Paracalamites?* sp.^①。同位素样品 13GQ-TW1 采自于干泉组上段的流纹岩中,岩石中有少量的斜长石晶屑(5%),熔岩绕晶屑分布,形成较为典型的流动构造(图 6b)。干泉剖面中,干泉组下段的薄层粉砂岩和泥灰岩互层和富含海相生物的灰岩反映了水体较为稳定的滨海潮坪和台地环境。上段流纹岩中的流动构造和粉砂岩中的植物化石反映了陆相溢流火山环境,流纹质角砾熔岩表明间隙的喷发活动。

独山地区独山南剖面由干泉组上段、双堡塘组和菊石滩组组成(图 3a 和图 5)。干泉组底部被第四系覆盖,未出露,顶部与双堡塘组接触,总厚度为 424 m。该组下部为薄—中层的流纹岩、流纹质火山角砾岩和流纹质—英安质晶屑岩屑凝灰岩。火山角砾岩中角砾含量 85%,以流纹岩、英安岩和安山岩角砾为主,角砾胶结物为细小岩屑、晶屑和火山灰(图 6c)。中部为中—厚层的灰褐色杏仁状辉石玄武岩和灰褐色橄榄玄武岩的互层。橄榄玄武岩中橄榄石斑晶多被蛇纹石和铁质交代,保留双晶假象,基质由斜长石、辉石和少量金属矿物组成,斜长石呈板条状,其孔隙被细小辉石填充,呈间粒结构(图 6d)。

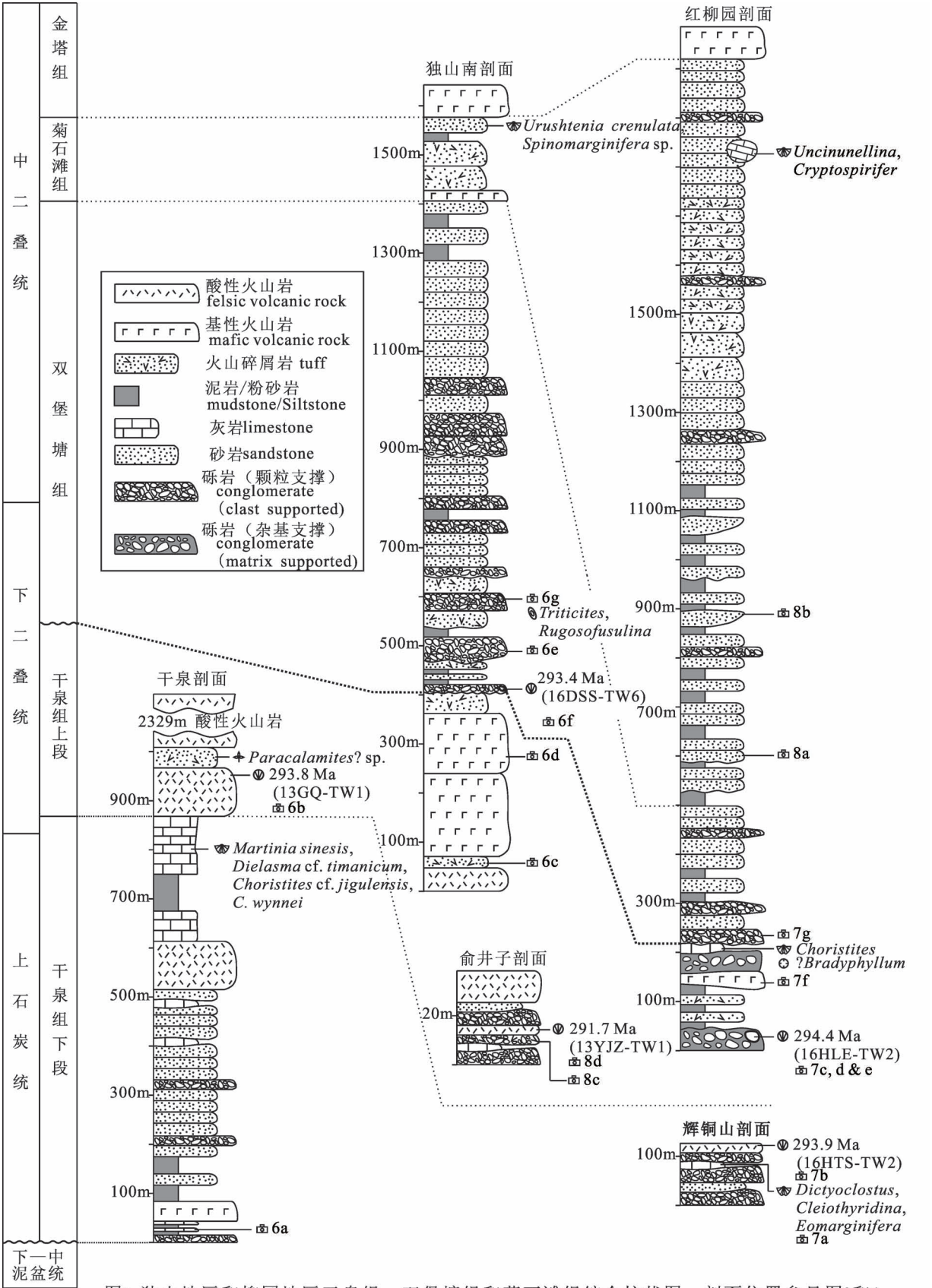


图5 独山地区和柳园地区干泉组、双堡塘组和菊石滩组综合柱状图，剖面位置参见图3和4
Fig. 5 Generalized composite stratigraphical sections for the Ganquan, Shuangbutang and Jushitan formations in the Dushan and Liuyuan areas. See Figs 3 and 4 for locations of sections

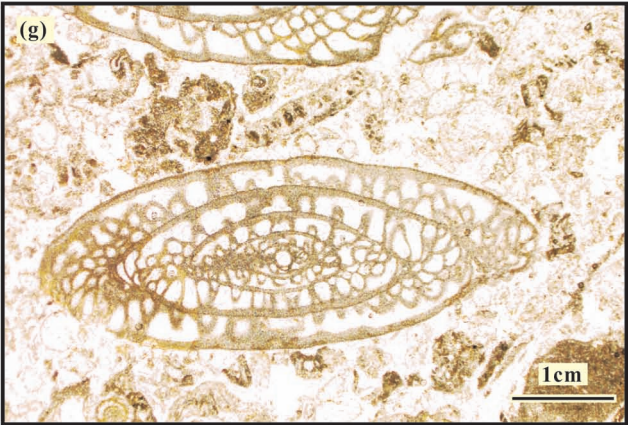
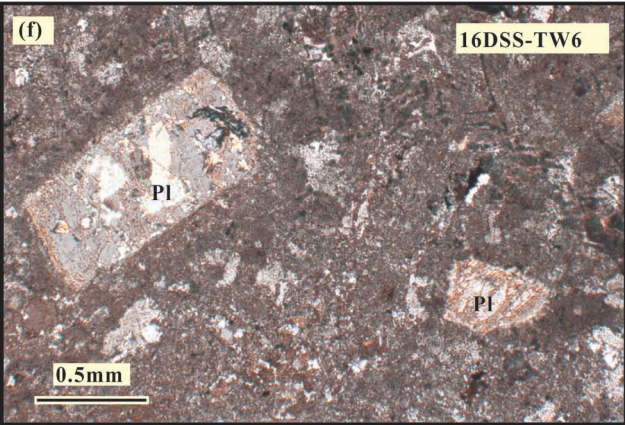
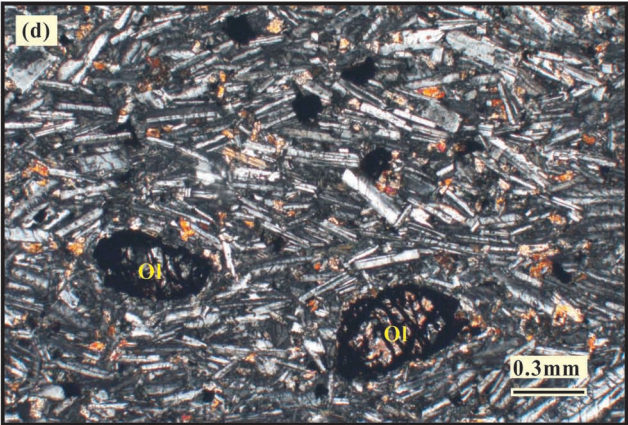
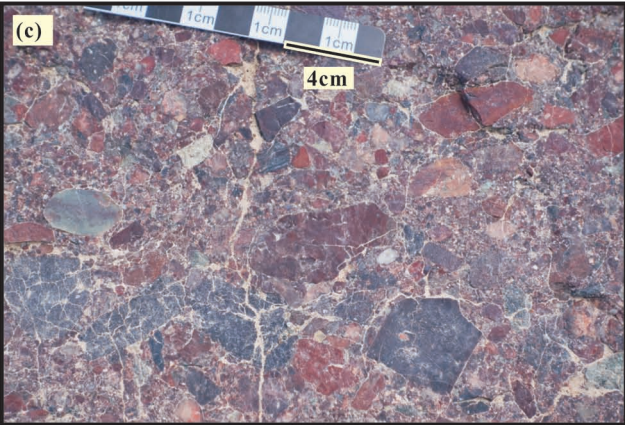
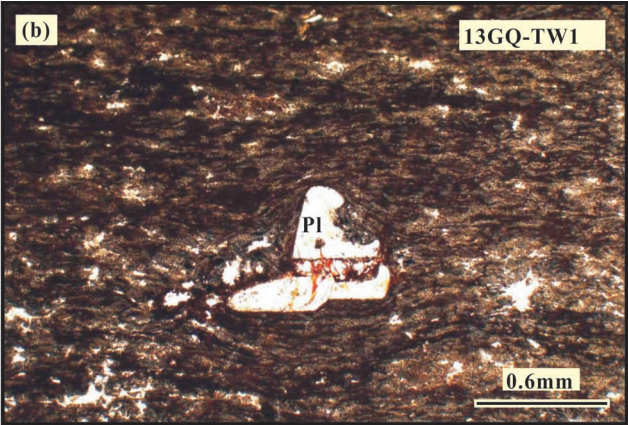


图 6 独山地区干泉剖面 and 独山南剖面干泉组和双堡塘组岩性照片

Fig. 6 Photographs and microphotographs of the Ganquan and Shuangbutang formations in the Ganquan and South Dushan sections, Dushan Area

(a) 薄层粉砂岩和泥灰岩互层; (b) 流纹岩 (样品 13GQ-TW1, 单偏光); (c) 流纹质火山角砾岩; (d) 橄榄玄武岩 (正交光); (e) 砾岩与粉砂岩互层, 砾岩由灰白色灰岩砾石和灰褐色火山岩砾石组成, 底面下凹, 顶面平坦 (黄色虚线); (f) 英安岩 (样品 16DSS-TW6, 正交光); (g) 灰岩砾石中瓣类化石 (*Triticites*), 单偏光 Pl 斜长石; Ol 橄榄石

(a) Thin, alternating siltstone and marlstone layers; (b) Rhyolite (Sample 13GQ-TW1, in plane polarized light); (c) Rhyolitic volcanic breccia; (d) Olivine basalt (in cross polarized light); (e) Intercalations of conglomerate and siltstone. The conglomerate is composed of red felsic volcanic rock and grey limestone pebbles. Yellow dash lines show the lower concave boundary and upper planar boundary of the conglomerate; (f) Dacite (Sample 16DSS-TW6, in cross polarized light); (g) Fusulinas in the limestone pebble (*Triticites*, in plane polarized light) Ol olivine; Pl plagioclase

该组顶部为薄层的玄武质火山角砾岩和英安质晶屑岩屑凝灰岩。双堡塘组与下覆的干泉组产状基本一致 (图 3b), 倾向和倾角之间有少许变化 ($<9^\circ$), 顶部与菊石滩组整合接触, 总厚度为 932 m。该组底砾岩磨圆度较高, 颗粒支撑, 分选中等, 砾径集中在 5~10 mm, 主要由红褐色酸性火山岩 (63%) 和灰白色灰岩砾石 (37%) 组成 (图 6e)。同位素样品 16DSS-TW6 采自于该层英安岩砾石, 岩石主要由斜长石斑晶 (20%) 和基质组成, 斜长石斑晶呈半自形板状, 粒径在 0.3~1.4 mm, 常出现轻微绢云母化; 基质由细小长石和石英组成, 呈嵌晶结构 (图 6f)。灰岩砾石中产出丰富的瓣类 *Triticites*, *Pseudofusulina*, *Rugosofusulina*, *Parafusulina* (图 6g)。底砾岩之上为薄层的凝灰质砂岩与凝灰质泥岩的互层, 两者均成板状, 延伸稳定。双堡塘组主体由厚层一块状的砾岩与透镜状的粉砂岩, 沉凝灰岩和凝灰质砂岩夹层组成。砾岩成层性较好, 无内部构造, 颗粒支撑为主, 分选较好, 砾石粒径和碎屑成分和底砾岩基本一致, 但向上灰岩砾石逐渐增多, 酸性火山岩砾石减少。粉砂岩、沉凝灰岩和凝灰质砂岩呈透镜状, 通常底界较为平坦, 顶界被砾岩下凹状切入, 顶底均为突变接触 (图 6e)。凝灰质砂岩中有大量的玄武岩、英安岩和凝灰岩碎屑。双堡塘组顶部为中层状长石岩屑杂砂岩和含砾粗砂岩, 有少量粉砂岩夹层。菊石滩组整合于双堡塘组之上, 主要由玄武岩、沉凝灰岩、安山质晶屑凝灰岩、砂砾岩和钙质长石岩屑杂砂岩组成, 产出丰富的腕足类、苔藓虫、藻类化石, 主要分子有 *Urushtenia crenulata*, *Spinomarginifera* sp.^②。

独山南剖面中, 干泉组上段自下而上可分为酸性喷发、基性溢流和双峰式喷发三个旋回。双堡塘组主体以砾岩为主, 其中大部分砾岩颗粒支撑、分选好、磨圆度高, 下切入底部粉砂岩, 具备较为典型的

牵引流特征 (图 6e); 少部分砾岩底面平坦, 直接与粉砂岩接触, 无明显的下切水道形态, 又反映了重力流特征。砾岩中的透镜状砂岩规模小, 部分具有下凹的底界, 反映了冲蚀槽特征。上述牵引流、重力流和冲蚀槽组合多出现在扇三角洲前缘。菊石滩组与双堡塘组相比, 砾岩含量明显减少, 火山岩增多, 砂岩多为侧向延伸稳定的板状, 其中富含海相动物化石, 代表火山活动的浅海环境。综上所述, 独山南剖面干泉组上段、双堡塘组和菊石滩组反映了火山喷溢事件之后, 由扇三角洲到浅海环境的海侵过程。

1:20 万地质调查中^③在柳园地区划分出大面积的“石炭系未分”。左国朝等 (1990) 在辉铜山一带发现晚石炭世—早二叠世化石, 认为可能该区存在干泉组。此次研究中的辉铜山剖面 (图 4 中剖面 e、f) 底部与奥陶系断层接触, 顶部与双堡塘组接触, 厚度为 127 m (图 4 和图 5)。该剖面主要由厚层复成分细砾岩组成, 中部有钙质中粗粒长石岩屑杂砂岩夹层, 顶部有透镜状生物碎屑灰岩和珍珠岩夹层。剖面西南 1.8 km 处的灰岩夹层中富含腕足类、苔藓虫和珊瑚化石 (图 7a), 主要属种有 *Dictyoclostus uralicus*, *Cleiothyridina orbicularis*, *Eomarginifera pusilla* (左国朝等, 1990)。该层灰岩之上的砾岩中有酸性火山岩夹层, 同位素样品 16HTS-TW2 采自于该层珍珠岩中, 其中石英斑晶呈溶蚀状, 粒径位于 0.15~1.00 mm, 基质由火山玻璃组成, 形成珍珠构造 (图 7b)。辉铜山剖面主体由砾岩组成, 其间有透镜状的砂岩夹层, 表现出河流沉积特征, 顶部有富含海相化石的灰岩夹层, 总体代表入海的河口湾环境。

柳园地区红柳园剖面是北山地区石炭—二叠系最连续的剖面之一 (图 4)。1:20 万地质调查中^③认为该剖面自下而上出露“下石炭统红柳园组” (相当于本文白山组)、“中石炭统” (石板山组)、“下二

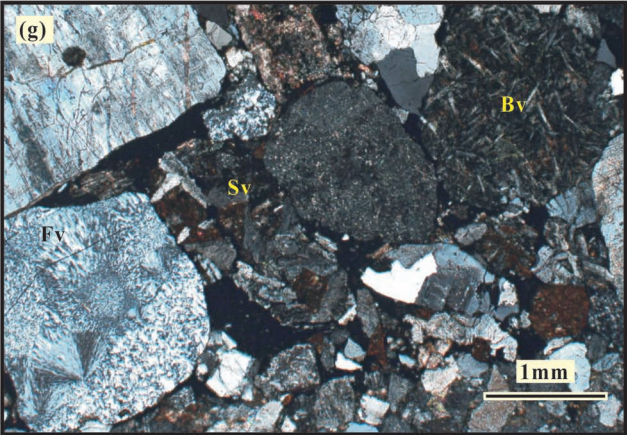
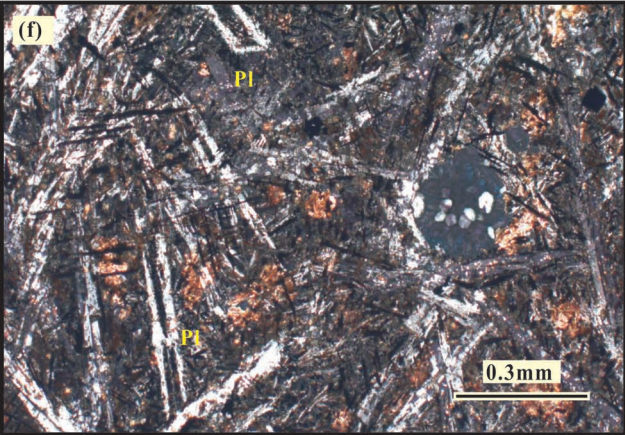
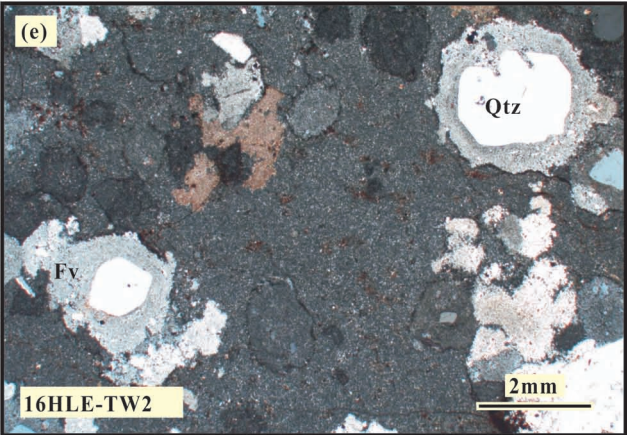
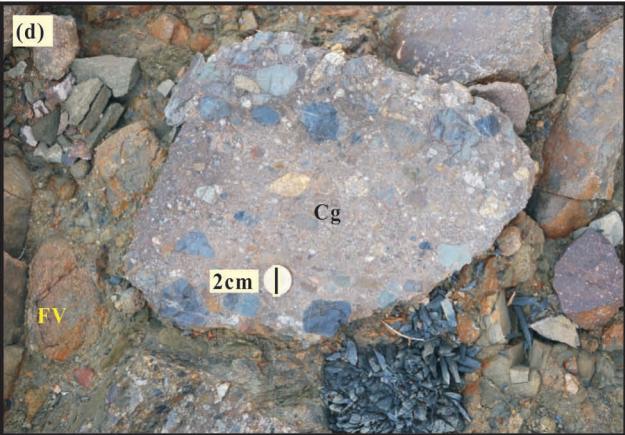
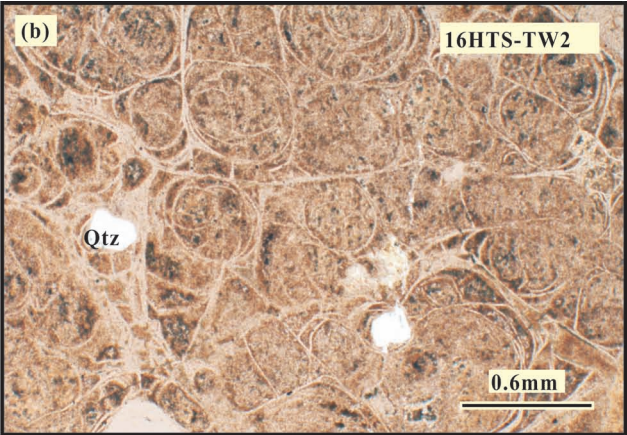
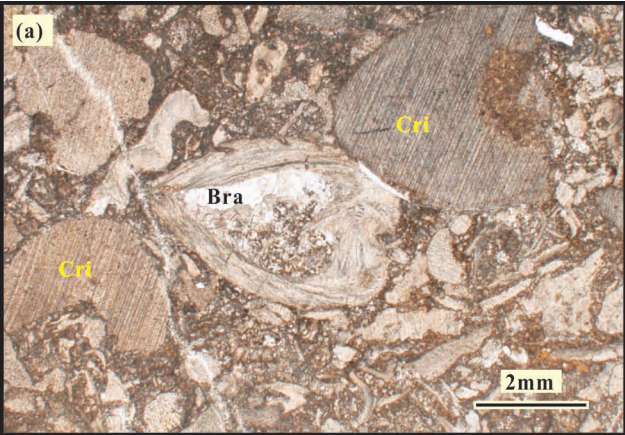


图 7 柳园地区辉铜山和红柳园剖面“石炭系未分”和双堡塘组岩性照片

Fig. 7 Photographs and microphotographs of the “undifferentiated Carboniferous” and Shuangbutang Formation in the Huitongshan and Hongliuyuan sections, Liuyuan Area

(a) 生物碎屑灰岩 (单偏光); (b) 珍珠岩 (样品 16HTS-TW2, 单偏光); (c) 砾岩, 由酸性火山岩砾石 (Fv)、砾岩砾石 (Cg) 和泥质杂基组成; (d) 砾岩砾石 (Cg) 和泥质杂基; (e) 流纹质凝灰熔岩 (样品 16HLE-TW2, 正交光); (f) 杏仁状玄武岩, 斜长石 (Pl) 具中空骸晶结构 (正交光); (g) 砾岩, 由球粒流纹岩 (Fv)、沉凝火山角砾岩 (Sv) 和玄武岩 (Bv) 碎屑组成 (正交光) Bv 玄武岩; Bra 腕足类; Cg 砾岩; Cri 海百合; Fv 酸性火山岩; Pl 长石; Qtz 石英; Sv 沉凝火山角砾岩

(a) Bioclastic limestone (in plane polarized light); (b) Perlite (Sample 16HTS-TW2, in plane polarized light); (c) Conglomerate composed of felsic volcanic rock (Fv) and conglomerate (Cg) cobbles and argillaceous matrix; (d) Conglomerate cobble (Cg) and argillaceous matrix; (e) Rhyolitic tuff lava (Sample 16HLE-TW2, in cross polarized light); (f) Amygdaloidal basalt. The plagioclase (Pl) is central absent skeleton crystal texture (in cross polarized light); (g) Conglomerate composed of pyromeride (Fv), sedimentary volcanic breccia (Sv) and basalt (Bv) fragments (in cross polarized light) Bv basalt; Bra brachiopod; Cg conglomerate; Cri crinoid; Fv felsic volcanic rock; Pl plagioclase; Qtz quartz; Sv sedimentary volcanic breccia

叠统哲斯群”(双堡塘组、菊石滩组和金塔组),其中双堡塘组不整合于石板山组之上,干泉组缺失。左国朝等(1990)在该剖面石板山组和双堡塘组之间划分出干泉组,但未提供该组岩性组合和划分依据。此次研究的红柳园剖面下部发现透镜状泥灰岩(图 5),产出腕足类 *Choristites* sp. 和珊瑚? *Bradyphyllum* sp.。这些属也在干泉剖面干泉组出现,时代为晚石炭世。因此本文将红柳园剖面中石板山组和双堡塘组之间以砾岩为主,含生物碎屑泥灰岩夹层的岩系划分为干泉组(图 4 和 5)。该组总厚度为 224 m,主要由粗—巨砾岩组成,底部巨砾岩层厚度为 70 m,成层性差,杂基支撑,无内部组构,基质主要为泥质。砾石磨圆度中等,分选差,粒径最大可至 230 cm。砾石主要有两类(图 7c),一种是下伏石板山组砾岩的砾石(56%),这种砾石以内部较高含量的石英岩、硅质岩和酸性火山岩砾石为特征(图 7d),另一种砾石为红褐色酸性火山岩(44%)。同位素样品 16HLE-TW2 采自于流纹质凝灰熔岩砾石,岩石主要由岩屑(40%)和熔岩(60%)组成,岩屑为熔蚀为不规则状或浑圆状的酸性熔岩碎屑。这些熔岩碎屑由熔岩包裹熔蚀状的石英晶屑组成(图 7e)。该层砾岩之上为薄层粉砂质泥岩和凝灰质泥岩,延伸较为稳定。泥岩顶部夹杏仁状玄武岩,玄武岩中的斜长石呈中空骸晶结构(图 7f)。玄武岩层在剖面处厚度为 7.0 m,向南延伸增加至 630 m。细砾岩之上的粗砾岩结构构造与底部砾岩基本一致,但粒径减小至 30~50 cm,砾石以砾岩砾石为主。顶部生物碎屑砂质泥灰岩呈透镜状,厚度可达 21 m,延伸 30~50 m。泥灰岩主要由腕足类壳屑、石英砂屑和细小泥晶组成。双堡塘组在红柳园北侧出露较好(图 7 剖面 h、i),位于干泉组和菊石滩组之间,总厚度为 278

m,产状整体与干泉组基本一致,倾向和倾角有微弱差别($<10^{\circ}$)。该组底砾岩呈透镜状,磨圆度高,分选较好,粒径集中在 4~10 mm,砾石主要由玄武岩、流纹岩、沉凝灰岩砾岩组成(图 7g)。底砾岩之上为厚层长石岩屑杂砂岩与薄层粉砂质泥岩的互层,有少量砂砾岩夹层,单层砂岩厚度可达 2 m。砂岩和砂砾岩中有较多的腕足类和藻类碎屑。菊石滩组整合于双堡塘组之上,主要由长石岩屑杂砂岩、粉砂岩、泥岩、凝灰岩组成,其中泥岩含量明显增多,砂岩出现粒序层理、平行层理和包卷层理等重力流构造(图 8a)。该组产出腕足类 *Uncinunellina mongolicu*, *Cryptospirifer omeishanensis*(朱伟元,1983)。

红柳园剖面干泉组为杂基支撑,砾石杂乱分布,富含泥质基质,砾石呈悬浮状分布在杂基中,分选极差,粒径最大可达 230 cm,表现出重力流特征。富含海相生物的泥灰岩反映了浅海环境,玄武岩及其中斜长石的中空骸晶结构代表火山活动。干泉组整体表现为伴随着周缘滑塌和火山活动滨浅海环境。根据鲍马序列中的粒序层理和包卷层理等的出现,双堡塘组和菊石滩组在前人描述中为浊积岩或者类复理石(左国朝等,1990;Guo Qianqian et al.,2012)。此次研究也在菊石滩组下部发现工具模和槽模等重力流特征,但砂泥岩互层中的砂岩大部分为透镜状(8b),表现出牵引流特征。这些沉积特征的组合通常出现在扇三角洲中。双堡塘组和菊石滩组为连续沉积序列,其中双堡塘组的砾岩颗粒支撑、分选好、磨圆度高,表现出明显的牵引流特征,代表扇三角洲前缘环境。菊石滩组中泥岩的含量明显增多,出现重力流构造,为前扇三角洲环境。综上所述,红柳园剖面的干泉组、双堡塘组和菊石滩组反应了盆地在滨浅海环境下,由于突发事件造成重力滑塌,其后由

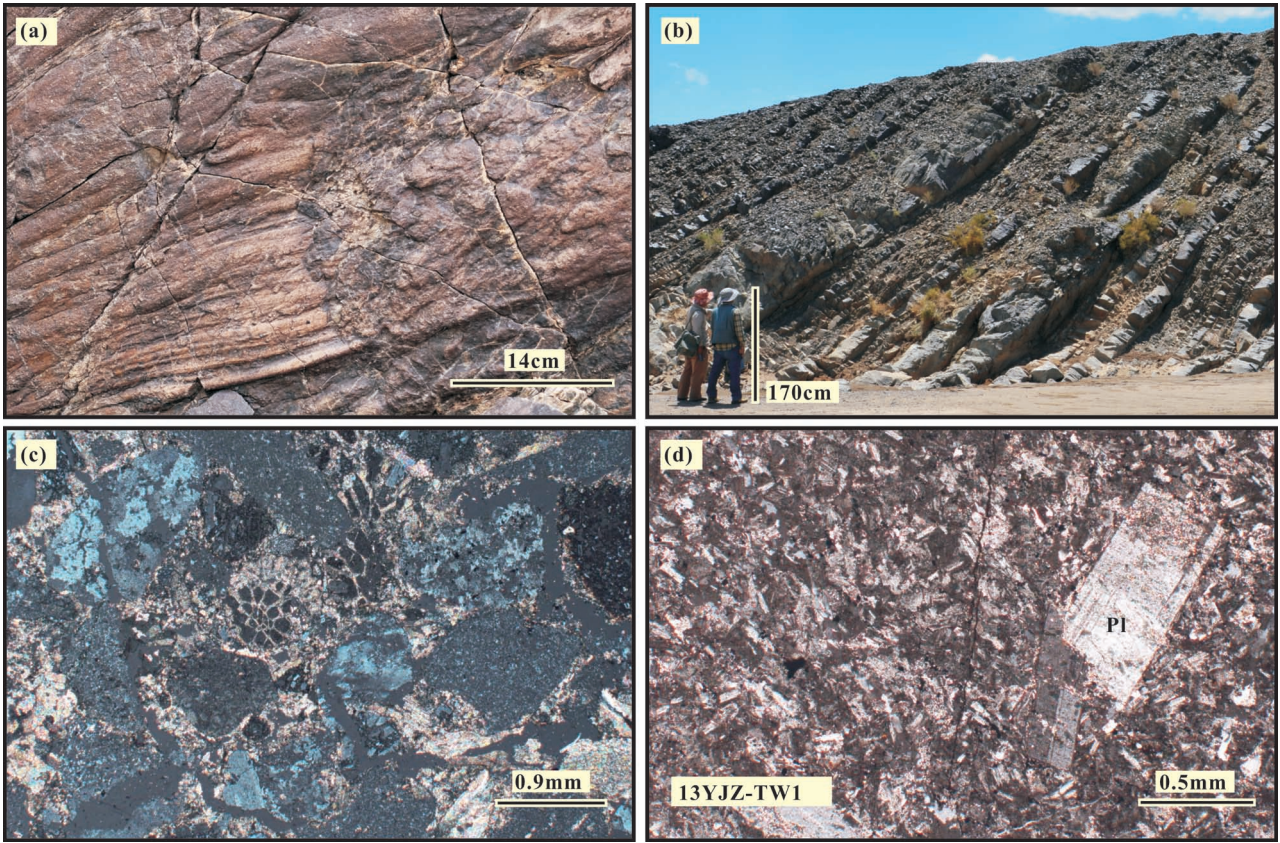


图 8 红柳园剖面菊石滩组和俞井子剖面“石炭系未分”岩性照片

Fig. 8 Photographs and microphotographs of the Jushitan Formation in the Hongliuyuan Section and the “undifferentiated Carboniferous” in the Yujingzi Section

(a) 工具模和槽模; (b) 透镜状的砂岩和粉砂岩互层; (c) 沉凝火山角砾岩 (正交光); (d) 英安岩 (样品 13YJZ-TW1, 正交光)
(a) Groove casts and flute casts; (b) Intercalations of lenticular sandstone and siltstone; (c) sedimentary volcanic breccia (in cross polarized light); (d) Dacite (Sample 16HTS-TW2, in cross polarized light)

扇三角洲前缘演变至前扇三角洲的海侵过程。

1 : 20 万地质调查中^①将金塔俞井子北部与双堡塘组断层或者不整合接触的地层划分为“石炭系未分”,但并未提供划分依据和剖面描述。2013 年笔者所在项目组实测该剖面(图 1 中剖面 j),“石炭系未分”主要由酸性火山碎屑岩组成,顶底与双堡塘组的接触关系并不明显。该段岩层厚 38 m,主要由英安岩、沉凝灰角砾岩、流纹—英安质凝灰角砾岩和流纹质凝灰角砾熔岩组成,火山碎屑岩中富含腕足类、海百合等生物化石。沉凝灰角砾岩中角砾主要为棱角状的英安岩碎屑,粒径位于 2~6 mm;角砾胶结物为钙质,并含有生物碎屑(图 8c),整体代表有火山碎屑物进入的浅海环境。同位素样品 13YJZ-TW1 采自于该岩层英安岩中,岩石主要由斜长石斑晶(6%)和基质组成。其中斜长石斑晶呈半自形板状,粒径位于 0.6~1.8 mm,常发生绢云母化;基质由长石和石英组成,呈嵌晶结构(图 8d)。

3 同位素年代学测试方法及结果

3.1 测试方法

将野外样品粉碎后通过标准重矿物分离技术,挑选晶型完好、透明度好、无明显包裹体和破裂的单颗粒锆石用环氧树脂固定并抛光。每个样品通过锆石阴极发光(CL)图像分析技术挑选晶型较好、岩浆振荡环带较好、无明显继承核的锆石 15 颗。每颗锆石选择 1 个测点进行 LA-ICP-MS 锆石微区原位定年。CL 图像分析和锆石微区原位单点定年在国土资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室进行,使用的仪器分别为 Agilent 7700X 型 ICP-MS 和 GeoLas Pro 激光剥蚀系统系统。每个分析数据包括大约 10 s 的空白信号和 40 s 的样品信号。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气,采用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST SRM 610进行仪器最佳化,采样方式为单点剥蚀,数

表 1 北山南部同位素年龄样品岩性及坐标
Table 1 Petrology and coordinates of isotopic samples in the southern Beishan Region

样品编号	样品岩性	同位素年龄	所在剖面	样品层位	样品坐标
13GQ-TW1	流纹岩	293.8 ± 4.8 Ma	干泉	干泉组	N 40°44'53"/ E 94° 21'38"
16DSS-TW6	英安岩	293.4 ± 2.0 Ma	独山南	双堡塘组砾石	N 40° 33'39"/ E 94°04'49"
16HTS-TW2	珍珠岩	293.9 ± 2.7 Ma	辉铜山	石炭系未分	N 41° 05'02"/ E 95° 16'35"
16HLE-TW2	流纹质凝灰熔岩	294.4 ± 2.8 Ma	红柳园	干泉组砾石	N 41° 03'43"/ E 95°20'42"
13YJZ-TW1	英安岩	291.7 ± 2.3 Ma	俞井子北	石炭系未分	N 40° 37'20"/ E 98°34'39"

据采集选用一个质量峰一点的跳峰方式,每完成 5~6 个测点的样品测定,加测标样一次。在所测锆石样品分析测点前后各测 2 次 NIST SRM610,实验原理及步骤参见李艳广等(2015)。

锆石年龄采用国际标准锆石 91500 作为外标标准,Plešovice 作为未知样品进行监控,实验获得 Plešovice 加权平均年龄 338.6 ± 2.3 Ma。元素含量采用 NIST SRM610 作为外标, ^{29}Si 作为内标。采用 Glitter (Macquarie University) 程序 (<http://www.mq.edu.au/GEMOC>) 对锆石的同位素比值及元素含量进行计算,并按照 LA-ICP-MS Common Lead Correction (ver 3.15) (Andersen, 2002) 对其进行了普通铅校正,年龄计算及谐和图采用 Isoplot (ver 3.0) (Ludwig, 2003) 完成。同位素比值和年龄误差为 1σ ,加权平均年龄置信度为 95%。

3.2 测试结果

此次进行同位素年龄研究的 5 件样品的岩性及坐标见表 1。

样品 13GQ-TW1 的锆石为透明柱状,晶型较好,CL 图像显示较为明显的岩浆锆石振荡环带(图 9a)。Th/U 值均大于 0.4,位于 0.43~0.81(表 2)。在年龄谐和图上,所有数据点均在谐和线上(图 10a)。锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄除 2 个测点数据为 421 和 420 Ma,其中 13 个测点数据集中在 298~287 Ma(图 10b),其加权平均年龄为 293.8 ± 4.8 Ma ($n = 13$, MSWD = 0.2)。

样品 16DSS-TW6 的锆石因 ^{238}U 含量较高($> 1171 \mu\text{g/g}$),CL 图像未显现出岩浆环带,但锆石完整的晶型表明其为岩浆成因(图 9b)。Th/U 值 0.44~0.67(表 2)。在年龄谐和图上,除 04 号测点略有偏离,所有数据点均在谐和线上(图 10c)。锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中在 289~299 Ma(图 10d),其加权平均年龄为 293.4 ± 2.0 Ma ($n = 15$, MSWD = 0.8)。

样品 16HTS-TW2 的锆石在 CL 图像下,其中 1

颗表现出继承锆石特征(对应 13 号测点),Th/U 值为 0.17, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 1835 Ma(图 9c 和 10e)。其余锆石均有出明显的岩浆锆石晶型和环带,Th/U 值 0.60~0.94(表 2)。在年龄谐和图上,所有数据点均在谐和线上。锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 集中在 298~290 Ma(图 9f),其加权平均年龄为 293.9 ± 2.7 Ma ($n = 14$, MSWD = 0.3)。

样品 16HLE-TW2 的锆石在 CL 图像中显示明显的振荡环带(图 9d)。Th/U 值位于 0.49~0.80(表 2)。在年龄谐和图上,所有数据点均在谐和线上(图 10g)。锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中在 300~290 Ma(图 10h),其加权平均年龄为 294.4 ± 2.8 Ma ($n = 15$, MSWD = 0.3)。

样品 13YJZ-TW1 的 CL 图像显示较为明显的岩浆锆石成因(图 9e)。Th/U 值位于 0.32~0.80(表 2)。在年龄谐和图上,所有数据点均在谐和线上(图 10a)。锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄除 2 个测点数据为 440 和 1495 Ma 外,其中 13 个测点数据集中在 297~286 Ma(图 10b),其加权平均年龄为 291.7 ± 2.3 Ma ($n = 13$, MSWD = 0.8)。

4 讨论

4.1 干泉组的时代与分布

北山南部干泉剖面的干泉组下段产出腕足类 *Choristites*—*Martinia* 组合,其中 *Dielasma* cf. *timanicum*, *Choristites* cf. *jigulensis*, *Dictyoclostus uralicus* 在华北地区与 *Pseudoschwagerina* 同时出现,时代主要为晚石炭世卡西莫夫期(Kasimovian)—早二叠世阿瑟尔期(Asselian)(范炳恒, 1998; Shen Shuzhong et al., 2006)。此次研究在干泉剖面的火山岩中获得同位素年龄 293.8 ± 4.8 Ma (13GQ-TW1),证明干泉组时代可以上延至早二叠世萨克马尔期(Sakmarian)(图 2)。在 1:20 万区域地质调查中,干泉组主要分布在独山区域^{①②}(图 1)。此次研究在柳园地区辉铜山剖面“石炭系未分”火山岩

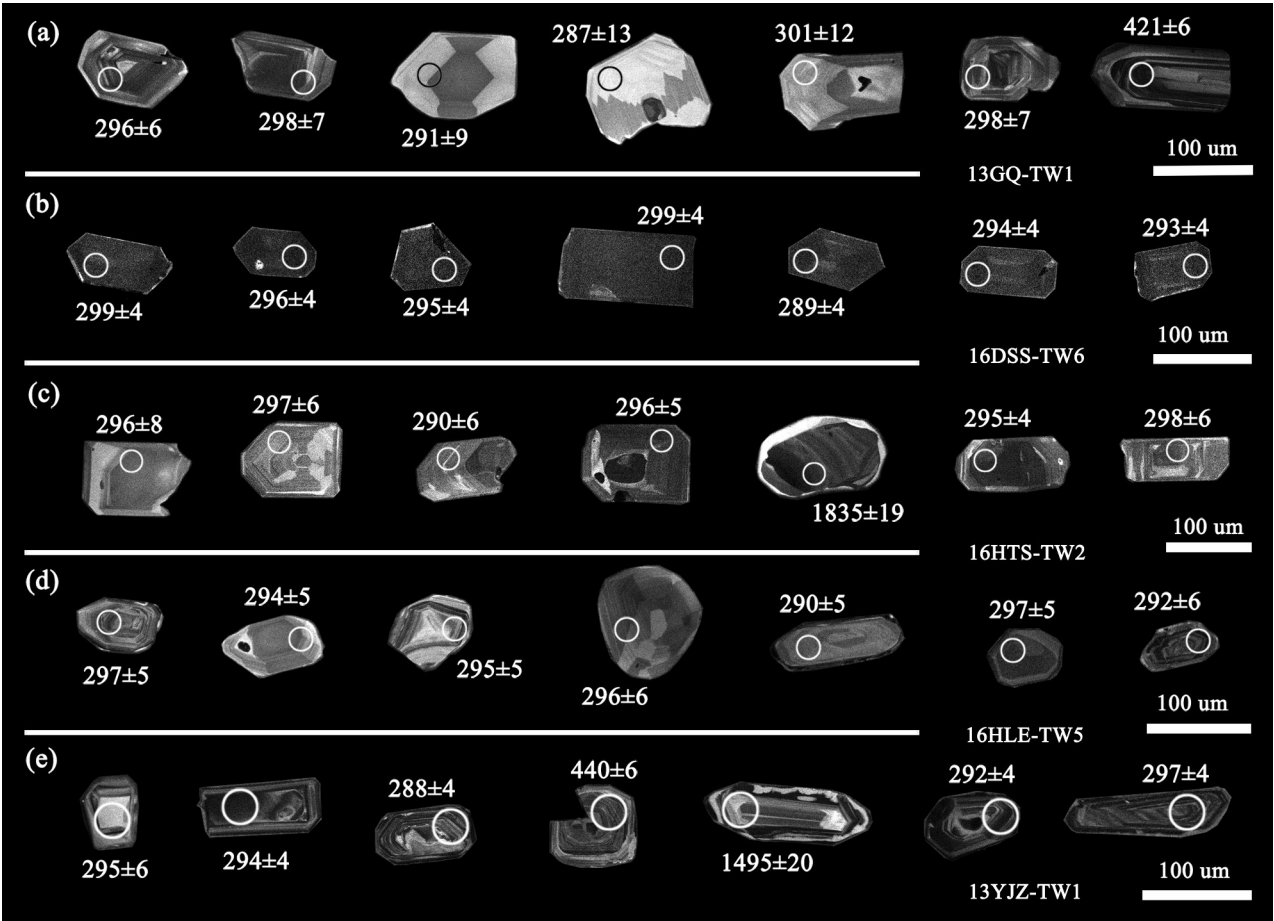


图 9 U-Pb 同位素样品部分锆石阴极发光图像及 LA-ICP-MS 测点位置

Fig. 9 CL images and dating spots of selected zircons of the U-Pb isotopic samples

中获得同位素年龄 $293.9 \pm 2.7 \text{ Ma}$ (16HTS-TW2), 在红柳园剖面获得腕足类 *Choristites* sp. 和珊瑚(?) *Bradyphyllum* sp., 在俞井子北剖面火山岩中获得年龄 $291.7 \pm 2.3 \text{ Ma}$ (13YJZ-TW1), 证明上述剖面“石炭系未分”均为干泉组。白墩子北部的“石炭系未分”以流纹质凝灰岩和凝灰质砂岩为主, 变质程度较奥陶—志留系浅, 其上被下一中二叠统覆盖^③, 产出苔藓虫 *Stenopora* sp., *Septopora* sp. (甘肃省地质矿产局, 1989), 时代可能为晚石炭世, 也应相当于干泉组。

上述剖面中, 辉铜山剖面干泉组以碎屑岩和碳酸盐为主, 与该组层型剖面下段岩性组合相似, 时代为晚石炭世卡西莫夫期—早二叠世阿瑟尔期。独山南剖面、白墩子北部和俞井子剖面的干泉组以火山岩及火山碎屑岩为主, 与层型剖面上段岩性组合一致, 时代为早二叠世萨克马尔期 ($293.9 \sim 291.7 \text{ Ma}$)。红柳园剖面干泉组以碎屑岩、火山碎屑岩和火山岩为主, 底部砾岩火山岩砾石的同位素年龄为

294.4 Ma (16HLE-TW2), 地层沉积年龄应小于该年龄, 对应干泉组上段。

4.2 干泉组构造与沉积环境: 裂谷盆地裂陷期

中亚造山带由一系列岛弧、洋盆和微陆块组成, 是地球上覆盖面积最大、增生演化时间最长的造山体系之一 (Xiao Wenjiao et al., 2015)。甘肃北山地区位于中亚造山带最南端, 晚石炭世—早二叠世是古亚洲洋闭合和后碰撞裂谷演化的关键时期, 但对于该地质时期的构造和沉积环境的认识尚有分歧 (左国朝等, 1990; 李锦轶等, 2009; Xiao Wenjiao et al., 2010; Sengör et al., 2014)。关于上石炭统—下二叠统干泉组对应的构造和沉积环境主要有三种认识: ① 北山地区古生代洋盆在石炭纪之前闭合, 早石炭世形成小型断陷盆地, 这些盆地在晚石炭世晚期闭合, 二叠纪出现大型陆内裂谷盆地, 晚石炭世—早二叠世是两期裂谷盆地转换的关键时期 (左国朝等, 1990; 何世平等, 2005; Chen Shi et al., 2016); ② 古生代洋盆在北山地区闭合于晚石炭世最晚期, 造

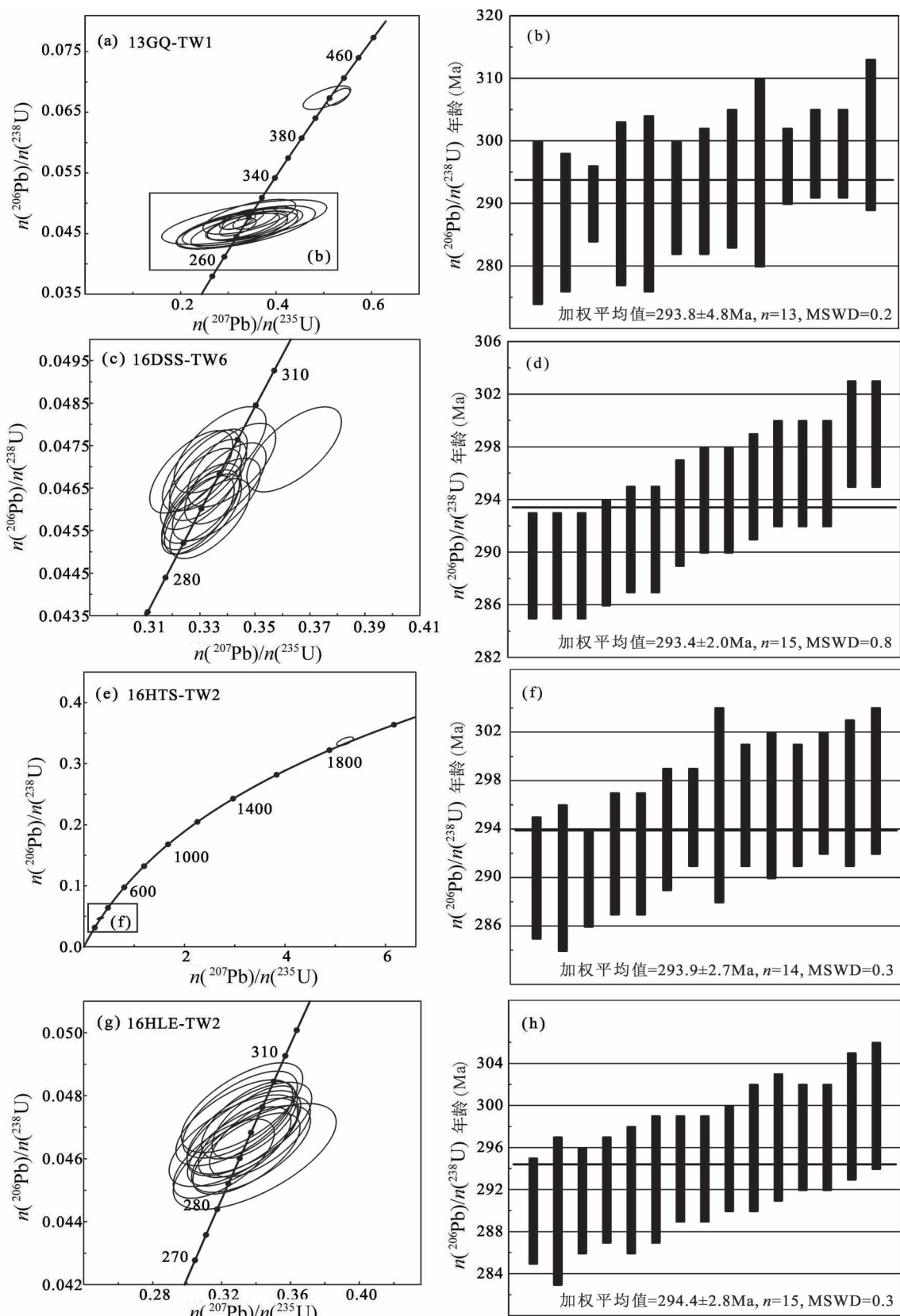


图 10 独山地区和柳园地区 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图和加权平均图, 绘图误差选用 1σ

Fig. 10 LA-ICP-MS zircon U-Pb weight average and concordia diagrams of zircons from the isotopic samples in the Dushan and Liuyuan samples, plotting errors are 1σ

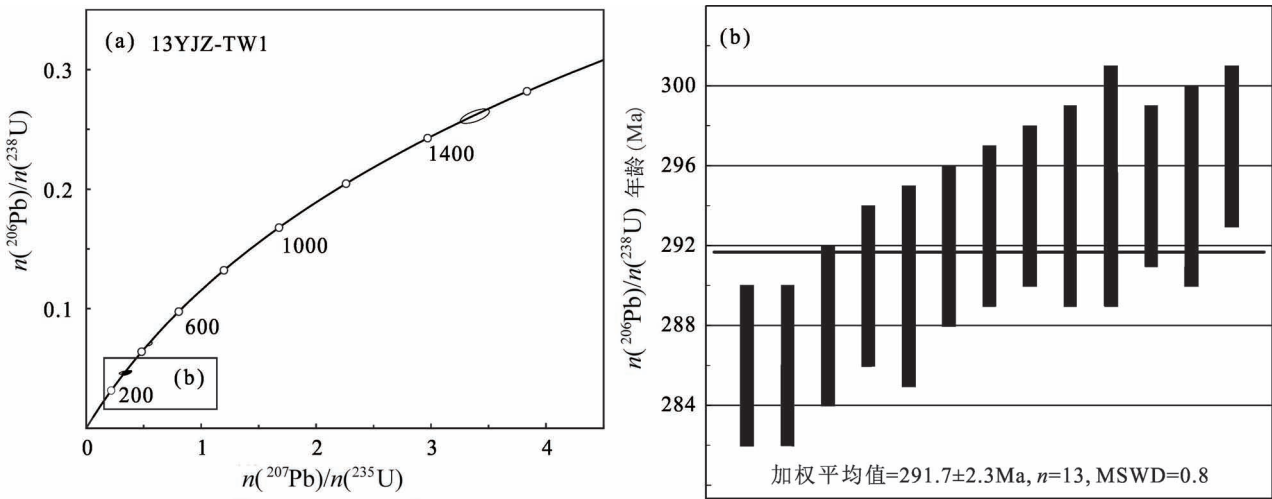


图 11 俞井子剖面同位素样品 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图和加权平均图,投图误差选用 1 σ
Fig. 11 LA-ICP-MS zircon U-Pb weight average and concordia diagrams of zircons from the isotopic sample
in the Yujingzi Section, plotting errors are 1 σ

成了区域隆升剥蚀和干泉组的大面积缺失,二叠纪裂谷盆地的沉积物不整合于石炭系基底之上(刘雪亚等,1995;刘训等,1995);③中亚造山带的增生造山作用在北山地区可持续至二叠纪晚期或三叠纪早期,晚石炭世—早二叠世研究区处于岛弧俯冲相关的盆地中(Xiao, Wenjiao et al., 2010; Tian Zhonghua et al., 2016; Cleven et al., 2016)。

地层层序精确记录了地质历史中构造和沉积环境变化(尹赞勋等,1978; Bate et al., 1987; 梅冥相, 2011)。区域构造运动,特别是造山隆升事件,可以形成大区域、长时间的区域不整合界面(Sloss, 1963; 周鼎武等, 1996)。本研究证明干泉组在北山南部出露较为广泛,其时代为晚石炭世卡西莫夫期—早二叠世阿瑟尔期(约 307 ~ 292 Ma)。北山地区石炭—二叠系层序中下石炭统白山组—上石炭统石板山组和下二叠统双堡塘组—中二叠统金塔组为两个较为连续的沉积序列,其间并不存在沉积间断(图 2)。石板山组为干泉组的下伏地层,根据 *Profusulinella* 和 *Fusulinella*—*Fusulina* 组合,其时代主要为早石炭世巴什基尔期—晚石炭世莫斯科期(金松桥, 1974; 张遵信等, 1985)。双堡塘组为干泉组的上覆地层,根据腕足类 *Stenosisma*—*Yakovlevia* 组合、菊石 *Uralocera* 和火山岩夹层中的同位素年龄(286 ~ 273 Ma),其时代主要为早二叠世亚丁斯克期—中二叠世沃德期(朱伟元, 1983; 张研, 1995; 牛亚卓等, 2018)。结合本研究对取得的干泉组精确时限,该组与下伏的石板山组之间不存在明显的沉

积间断,而与上覆的双堡塘组之间可能存在约 6.0 Ma 的沉积间断。该沉积间断的时间延限基本在 LA-ICP-MS 测年技术的误差之内。由此可见,北山地区下石炭统维宪阶—中二叠统卡匹敦阶为基本连续的沉积序列,其间并不存在可以代表古亚洲洋闭合的长时间、大面积的区域不整合界面。

北山南部的下石炭统白山组和上石炭统石板山组分布局限且相变剧烈,以滨浅海障壁潮坪相和碳酸盐台地相为主(金松桥, 1974; 张遵信等, 1985; Niu Yazhuo et al., 2018)。左国朝等(1990)认为白山组和石板山组沉积相表明北山该时代不同剖面可能处于分离的水体环境,反映了后碰撞构造环境下一系列小型分散的伸展断陷海盆的沉积背景。本研究的干泉组下段出露在干泉和辉铜山剖面,其中干泉剖面代表滨海潮坪和台地环境,而辉铜山剖面代表河口湾环境。两者反映了水体较为局限且相变剧烈的沉积环境,整体为北山地区早石炭世维宪期—晚石炭世莫斯科期小型断陷盆地环境的延续。干泉和独山南剖面的干泉组上段以陆相溢流和喷发的酸性和基性火山岩为主(约 294 ~ 292 Ma),相对于下段的海相环境,地貌有明显隆升。干泉组上段的亚碱性的拉斑玄武岩表现出轻稀土元素相对富集, Eu 明显负异常, Nb 和 Ta 轻微亏损, Th、U、Pb、Zr 等元素富集的地球化学特征,构造判别投图多落于板内环境,代表受大陆地壳轻微混染的板内裂谷环境,而酸性流纹岩表现出高钾钙碱性,稀土元素具有海鸥式的配分模式,存在明显的 Eu 的负异常;微量元素以

表 2 北山南部火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb data of isotopic samples in the southern Beishan Region

测点号	元素含量 (μg/g)			$\frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{238}\text{U}}$	同位素比值						同位素年龄 (Ma)					
	${}^{206}\text{Pb}$	${}^{232}\text{Th}$	${}^{238}\text{U}$		$\frac{n({}^{207}\text{Pb})}{n({}^{206}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n({}^{207}\text{Pb})}{n({}^{235}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n({}^{206}\text{Pb})}{n({}^{238}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n({}^{207}\text{Pb})}{n({}^{206}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n({}^{207}\text{Pb})}{n({}^{235}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n({}^{206}\text{Pb})}{n({}^{238}\text{Pb})}$	
13GQ-TW1-01	10.5	32.8	51.8	0.63	0.0533	0.0089	0.3402	0.0556	0.0463	0.0016	342	303	297	42	292	10
13GQ-TW1-02	54.0	98.9	182.1	0.54	0.0545	0.0036	0.5067	0.0329	0.0674	0.0013	393	112	416	22	420	8
13GQ-TW1-03	273.6	429.3	924.3	0.46	0.0570	0.0017	0.5312	0.0158	0.0675	0.0009	493	41	433	10	421	6
13GQ-TW1-04	6.7	17.0	33.9	0.50	0.0507	0.0136	0.3184	0.0842	0.0456	0.0021	226	406	281	65	287	13
13GQ-TW1-05	15.2	33.2	73.4	0.45	0.0523	0.0099	0.3443	0.0642	0.0478	0.0019	297	319	300	48	301	12
13GQ-TW1-06	9.0	25.7	45.7	0.56	0.0515	0.0108	0.3233	0.0669	0.0455	0.0019	262	348	284	51	287	11
13GQ-TW1-07	11.4	29.3	57.2	0.51	0.0518	0.0081	0.3301	0.0511	0.0462	0.0015	278	284	290	39	291	9
13GQ-TW1-08	12.8	39.7	64.0	0.62	0.0546	0.0099	0.3508	0.0623	0.0466	0.0018	395	321	305	47	294	11
13GQ-TW1-09	5.3	11.5	26.5	0.43	0.0532	0.0153	0.3377	0.0957	0.0460	0.0023	336	448	295	73	290	14
13GQ-TW1-10	32.9	107.0	166.4	0.64	0.0504	0.0041	0.3204	0.0254	0.0460	0.0010	215	141	282	20	290	6
13GQ-TW1-11	6.7	19.0	34.2	0.56	0.0519	0.0133	0.3300	0.0833	0.0461	0.0020	282	402	290	64	290	13
13GQ-TW1-12	45.4	183.0	226.9	0.81	0.0497	0.0036	0.3223	0.0230	0.0471	0.0009	179	125	284	18	296	6
13GQ-TW1-13	30.3	76.4	151.7	0.50	0.0546	0.0048	0.3567	0.0308	0.0474	0.0011	395	152	310	23	298	7
13GQ-TW1-14	31.6	86.1	158.3	0.54	0.0503	0.0048	0.3284	0.0308	0.0474	0.0011	207	169	288	24	298	7
13GQ-TW1-15	4.3	10.1	21.6	0.47	0.0516	0.0178	0.3337	0.1141	0.0469	0.0024	270	526	292	87	295	15
16DSS-TW6-01	353.8	882.4	1689.0	0.52	0.0523	0.0015	0.3311	0.0092	0.0459	0.0006	300	39	290	7	289	4
16DSS-TW6-02	283.8	632.8	1357.4	0.47	0.0521	0.0015	0.3303	0.0093	0.0460	0.0006	289	40	290	7	290	4
16DSS-TW6-03	244.1	656.1	1171.5	0.56	0.0527	0.0017	0.3360	0.0106	0.0462	0.0006	317	46	294	8	291	4
16DSS-TW6-04	280.8	763.3	1334.3	0.57	0.0557	0.0017	0.3643	0.0114	0.0474	0.0007	442	45	315	8	299	4
16DSS-TW6-05	344.6	948.3	1670.8	0.57	0.0511	0.0014	0.3305	0.0093	0.0469	0.0006	246	40	290	7	296	4
16DSS-TW6-06	275.3	591.9	1337.3	0.44	0.0506	0.0015	0.3269	0.0100	0.0469	0.0006	221	45	287	8	295	4
16DSS-TW6-07	345.5	1120.5	1720.7	0.65	0.0529	0.0015	0.3336	0.0096	0.0458	0.0006	322	41	292	7	289	4
16DSS-TW6-08	344.6	1050.8	1688.2	0.62	0.0528	0.0015	0.3393	0.0098	0.0466	0.0006	320	41	297	7	294	4
16DSS-TW6-09	383.8	1112.2	1882.5	0.59	0.0515	0.0014	0.3331	0.0093	0.0469	0.0006	263	40	292	7	296	4
16DSS-TW6-10	335.3	951.4	1662.8	0.57	0.0516	0.0015	0.3304	0.0097	0.0465	0.0006	266	43	290	7	293	4
16DSS-TW6-11	359.3	1175.8	1799.8	0.65	0.0520	0.0015	0.3310	0.0093	0.0461	0.0006	287	40	290	7	291	4
16DSS-TW6-12	417.6	1353.0	2077.9	0.65	0.0517	0.0014	0.3329	0.0093	0.0467	0.0006	273	39	292	7	294	4
16DSS-TW6-13	457.5	1558.7	2320.3	0.67	0.0521	0.0014	0.3293	0.0087	0.0459	0.0006	289	36	289	7	289	4
16DSS-TW6-14	277.8	774.9	1365.3	0.57	0.0516	0.0017	0.3374	0.0110	0.0474	0.0007	269	49	295	8	299	4
16DSS-TW6-15	298.5	848.8	1482.1	0.57	0.0527	0.0016	0.3416	0.0106	0.0470	0.0007	315	45	298	8	296	4
16HTS-TW2-01	327.4	317.2	484.4	0.65	0.0505	0.0024	0.3270	0.0152	0.0469	0.0008	219	77	287	12	296	5
16HTS-TW2-02	72.9	97.7	114.4	0.85	0.0503	0.0063	0.3253	0.0402	0.0469	0.0014	207	224	286	31	296	8

测点号	元素含量 (μg/g)			同位素比值						同位素年龄 (Ma)			
	²⁰⁶ Pb	²³² Th	²³⁸ U	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{206}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{235}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n(^{206}\text{Pb})}{n(^{238}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{235}\text{Pb})}$	$\frac{n(^{206}\text{Pb})}{n(^{238}\text{Pb})}$	1σ
16HTS-TW2-03	102.0	115.1	191.2	0.60	0.0538	0.0043	0.3500	0.0274	0.0472	0.0010	364	297	6
16HTS-TW2-04	217.1	333.4	424.0	0.79	0.0504	0.0033	0.3218	0.0208	0.0463	0.0009	213	292	5
16HTS-TW2-05	108.8	150.5	241.6	0.62	0.0522	0.0040	0.3405	0.0259	0.0473	0.0010	294	298	6
16HTS-TW2-06	255.4	426.1	605.1	0.70	0.0505	0.0026	0.3205	0.0163	0.0461	0.0008	216	290	5
16HTS-TW2-07	105.3	170.5	264.3	0.65	0.0509	0.0036	0.3229	0.0223	0.0460	0.0009	238	290	6
16HTS-TW2-08	149.1	352.7	375.6	0.94	0.0524	0.0034	0.3366	0.0214	0.0466	0.0009	302	294	5
16HTS-TW2-09	327.6	705.8	835.8	0.84	0.0507	0.0021	0.3275	0.0137	0.0469	0.0007	229	295	4
16HTS-TW2-10	144.0	271.6	372.5	0.73	0.0525	0.0030	0.3402	0.0188	0.0470	0.0008	309	296	5
16HTS-TW2-11	197.7	373.4	518.9	0.72	0.0517	0.0026	0.3354	0.0166	0.0471	0.0008	271	297	5
16HTS-TW2-12	218.3	455.4	645.8	0.71	0.0515	0.0024	0.3261	0.0148	0.0460	0.0007	265	290	4
16HTS-TW2-13	623.3	46.8	281.8	0.17	0.1122	0.0023	5.1972	0.1094	0.3367	0.0047	1835	1871	22
16HTS-TW2-14	70.7	143.0	232.1	0.62	0.0513	0.0040	0.3316	0.0255	0.0470	0.0010	253	296	6
16HTS-TW2-15	132.3	355.6	452.2	0.79	0.0528	0.0029	0.3363	0.0183	0.0463	0.0008	319	292	5
16HLE-TW2-01	59.4	223.5	296.4	0.75	0.0505	0.0036	0.3319	0.0233	0.0476	0.0009	219	300	6
16HLE-TW2-02	56.1	161.2	286.8	0.56	0.0516	0.0031	0.3303	0.0198	0.0464	0.0008	267	292	5
16HLE-TW2-03	92.8	243.8	466.0	0.52	0.0515	0.0028	0.3356	0.0179	0.0472	0.0008	263	297	5
16HLE-TW2-04	87.3	224.6	443.7	0.51	0.0521	0.0030	0.3354	0.0190	0.0467	0.0008	290	294	5
16HLE-TW2-05	88.0	251.5	446.6	0.56	0.0531	0.0031	0.3424	0.0193	0.0467	0.0008	335	294	5
16HLE-TW2-06	45.9	133.0	233.0	0.57	0.0510	0.0040	0.3273	0.0249	0.0466	0.0010	239	293	6
16HLE-TW2-07	67.7	270.3	337.7	0.80	0.0506	0.0034	0.3308	0.0220	0.0474	0.0009	222	299	6
16HLE-TW2-08	51.1	132.1	257.1	0.51	0.0519	0.0038	0.3362	0.0239	0.0470	0.0010	281	296	6
16HLE-TW2-09	54.2	145.1	271.4	0.53	0.0504	0.0035	0.3275	0.0224	0.0471	0.0009	212	297	6
16HLE-TW2-10	64.4	177.2	328.9	0.54	0.0507	0.0031	0.3213	0.0194	0.0460	0.0008	225	290	5
16HLE-TW2-11	64.7	171.5	329.2	0.52	0.0526	0.0033	0.3345	0.0206	0.0462	0.0009	310	291	5
16HLE-TW2-12	53.7	157.9	272.1	0.58	0.0528	0.0036	0.3372	0.0228	0.0463	0.0009	320	292	6
16HLE-TW2-13	65.3	205.2	326.2	0.63	0.0516	0.0034	0.3330	0.0218	0.0468	0.0009	268	295	5
16HLE-TW2-14	102.6	289.8	507.0	0.57	0.0522	0.0026	0.3393	0.0164	0.0472	0.0008	294	297	5
16HLE-TW2-15	39.0	95.9	196.5	0.49	0.0535	0.0050	0.3393	0.0312	0.0461	0.0011	348	290	7
13VJZ-TW1-01	10.1	365.3	635.0	0.58	0.0533	0.0027	0.3342	0.0135	0.0454	0.0007	343	286	4
13VJZ-TW1-02	3.4	112.5	168.7	0.67	0.0546	0.0027	0.3462	0.0135	0.0460	0.0007	398	290	4
13VJZ-TW1-03	7.7	261.0	488.6	0.53	0.0537	0.0022	0.3474	0.0101	0.0469	0.0007	360	295	4
13VJZ-TW1-04	7.0	287.1	503.6	0.57	0.0532	0.0023	0.3426	0.0111	0.0467	0.0007	337	294	4
13VJZ-TW1-05	2.0	64.1	86.4	0.74	0.0530	0.0057	0.3416	0.0359	0.0468	0.0010	327	295	6
13VJZ-TW1-06	8.5	262.1	446.2	0.59	0.0579	0.0026	0.3765	0.0128	0.0471	0.0007	527	297	4
13VJZ-TW1-07	2.8	94.6	299.4	0.32	0.0568	0.0033	0.3662	0.0201	0.0468	0.0008	482	295	5
13VJZ-TW1-08	7.7	277.6	573.5	0.48	0.0550	0.0025	0.3437	0.0123	0.0454	0.0007	411	286	4

测点号	元素含量 (μg/g)				同位素比值						同位素年龄 (Ma)			
	²⁰⁶ Pb	²³² Th	²³⁸ U	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{235}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n(^{206}\text{Pb})}{n(^{238}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{206}\text{Pb})}$	1σ	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{235}\text{Pb})}$	$\frac{n(^{206}\text{Pb})}{n(^{238}\text{Pb})}$
13YJZ-TW1-09	3.2	100.2	171.6	0.58	0.0565	0.0035	0.3589	0.0191	0.0461	0.0008	472	86	311	290
13YJZ-TW1-10	17.9	121.4	169.1	0.72	0.0940	0.0035	3.3815	0.0836	0.2610	0.0040	1508	25	1500	1495
13YJZ-TW1-11	11.6	251.7	527.6	0.48	0.0571	0.0021	0.5555	0.0127	0.0706	0.0010	494	27	449	440
13YJZ-TW1-12	15.5	478.6	595.8	0.80	0.0563	0.0028	0.3622	0.0144	0.0467	0.0007	465	60	314	294
13YJZ-TW1-13	6.8	240.3	443.8	0.54	0.0518	0.0025	0.3307	0.0129	0.0463	0.0007	277	60	290	292
13YJZ-TW1-14	7.6	191.8	402.1	0.48	0.0562	0.0026	0.3542	0.0130	0.0458	0.0007	458	54	308	288
13YJZ-TW1-15	5.6	184.7	460.6	0.40	0.0524	0.0022	0.3359	0.0107	0.0465	0.0007	301	46	294	293

Al、Sr、Eu、Ba、Ti、P 亏损,Zr、Nb、Ga、Y 等富集为特征;判别图解均投于 A 型酸性岩类,指示形成于低压高温熔融环境,可能形成于板内拉张的构造环境(Xu Wei et al.,2018)。红柳园剖面的同位素年龄结果(16HLE-TW2)表明干泉组上段滑塌砾岩中的酸性火山岩砾石(294.4 ± 2.8 Ma)来自于基本同时的火山岩,而俞井子剖面的沉凝灰角砾岩表明火山喷发物质进入邻近的浅海环境。综上所述,干泉组上段以板内拉张的火山作用为特征,火山的溢流和喷发造成了干泉和独山南剖面处的地形隆升,与之同时,红柳园和俞井子剖面处的滨浅海沉积物中也有火山碎屑物质混入。

独山南剖面双堡塘组底砾岩砾石主要由酸性火山岩和灰岩砾石组成,其中火山岩砾石年龄为 293.4 ± 2.0 Ma (16DSS-TW6),灰岩砾石中产出 蠕类 *Triticites*, *Pseudofusulina*, *Rugosofusulina*, *Parafusulina*,时代主要为早二叠世。砾石的岩性组合和时代与干泉剖面干泉组的一致。红柳园剖面中双堡塘组底砾岩砾石主要由流纹岩、玄武岩和沉凝灰角砾岩组成(图 7g),双峰式火山岩和沉凝火山碎屑岩的组合与干泉组上段岩石组合一致。Wang Yu 等(2017)报道双堡塘组砂岩碎屑锆石年龄存在 293 Ma 和 440 Ma 两个峰值(样品 LY-59),293 Ma 的峰值与干泉组的时限一致,支持红柳园剖面双堡塘组碎屑物源来自于干泉组。双堡塘组底砾岩的高磨圆度和较好的分选以及碎屑锆石较大年龄峰值(440 Ma)的出现表明了对干泉组及其下伏地层较强的剥蚀,可能造成了部分地区该组的缺失和较老基底的出露。干泉组与双堡塘组的接触界面代表较短时间的沉积间断(6.0 Ma)和较为明显的剥蚀记录,应为不整合接触界面。但该不整合界面上下地层仅在产状上稍有区别,而与代表造山隆升不整合有显著区别(Sloss,1963;周鼎武等,1996),与构造增强不整合特征较为一致,可能代表了盆地不同演化阶段盆地格局和充填速率的变化(Falvey,1974;Hubbard,1988;Vail et al.,1991;刘宝珺等,1994)。

北山南部双堡塘组和菊石滩组为连续沉积的海侵沉积序列,独山南剖面的双堡塘组以扇三角洲前缘的粗碎屑岩为主,而菊石滩组岩石粒度明显降低,出现了代表浅海环境的侧向延伸稳定的砂体和海相化石;红柳园剖面双堡塘组和菊石滩组表现出由扇三角洲前缘向前扇三角洲的水体变深特征,工具模和槽模等重力流构造均出现在菊石滩组中。双堡塘组和菊石滩组展现出的海侵规律与全球海平面在二叠纪持续下降的特征相背(Haq et al.,2008),反映了拉张作用为主的区域构造环境。独山南和红柳园剖面双堡塘组和菊石滩组表现出高度一致的海侵规律,反映了研究区已形成水体相连的大型裂谷盆地。金塔组整合于菊石滩组之上,该组和与之同期的玄武岩、辉长岩、辉绿岩、辉绿玢岩(约 295 ~ 265 Ma)表现出轻稀土元素的富集,Nb 和 Ta 的负异常、Sr 富集的地球化学特征,反映了后碰撞拉张背景下壳幔混染作用(Zhang Yuanyuan et al.,2011;Zheng Rongguo et al.,2014;Zhang Yunying et al.,2015;Wang Yu et al.,2017)。北山地区下石炭统维宪阶一中二叠统卡匹敦阶层序所反映的盆地演化过程与东亚地区的陆内裂谷

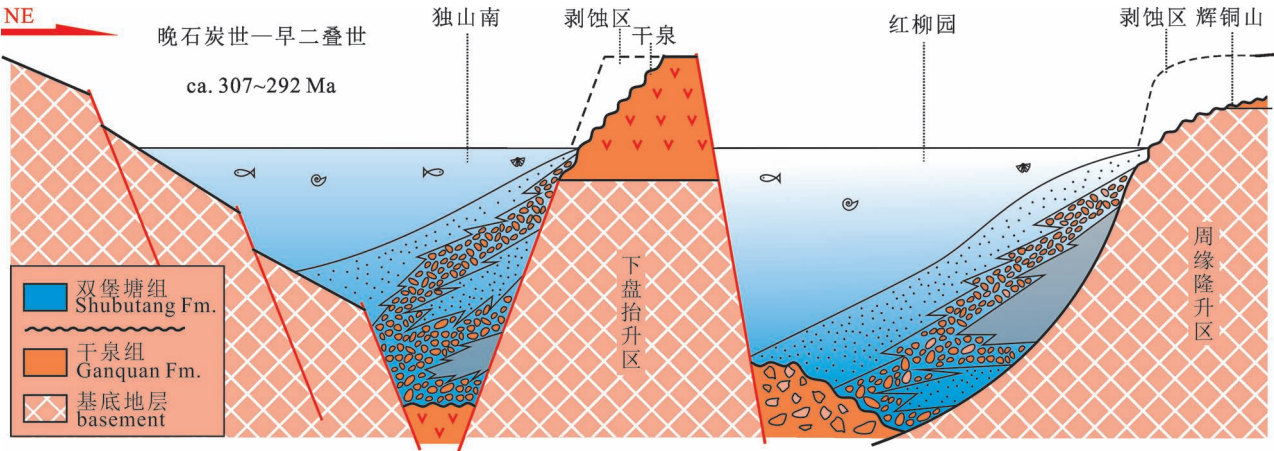


图 12 北山南部晚石炭世—早二叠世裂谷盆地充填示意图

Fig. 12 Diagram illustrating a filling model of the Late Carboniferous—Early Permian rift basin in the southern Beishan Region

(Ravnäs et al., 1998; Graham et al., 2001; Ren Jianye et al., 2002) 和大西洋东缘的被动大陆边缘裂谷盆地 (Embry et al., 1990; Sinclair et al., 1994) 基本一致; 白山组、石板山组和干泉组下段代表了后碰撞陆壳基底上的伸展断陷海盆; 干泉组上段岩浆活动所代表的快速拉张事件造成了部分区域的隆升剥蚀和沉积盆地结构的变化, 形成了与干泉组与上覆双堡塘组之间的不整合接触和沉积间断; 双堡塘组和菊石滩组的高度一致的海侵序列代表大型裂谷盆地的形成和充填过程。

综上所述, 北山地区下石炭统维宪阶—中二叠统卡匹敦阶为基本连续的沉积层序。早石炭统维宪阶—早二叠世阿瑟尔期, 伸展断陷海盆中形成了分布局限、相变剧烈、滨浅海相为主的白山组、石板山组和干泉组下段, 其中滨海潮坪和台地相为主的干泉组下段出露在干泉和辉铜山剖面。早二叠世萨克马尔期 (约 294 ~ 292 Ma), 伴随着干泉组上段火山岩的广泛出现, 研究区进入裂谷盆地的裂陷期, 形成了盆地内部和边缘隆升区 (图 12)。对上述地区的剥蚀和盆地结构的变化形成了干泉组与上覆双堡塘组之间的不整合界面 (约 292 ~ 287 Ma)。早二叠世亚丁斯克期—中二叠世卡匹敦期 (约 286 ~ 265 Ma), 盆地进入沉降期, 形成了独山南和红柳园剖面双堡塘组和菊石滩组的海侵序列。

5 结论

(1) 甘肃北山南部干泉组下段以碎屑岩和碳酸盐为主, 时代为晚石炭世卡西莫夫期—早二叠世阿瑟尔期, 局限出露在独山和柳园地区。干泉组上段

以火山岩和火山碎屑岩为主, 产出同位素年龄 293.8 ± 4.8 Ma、 293.9 ± 2.7 Ma 和 291.7 ± 2.3 Ma, 时代为早二叠世萨克马尔期, 在研究区分布较为广泛。

(2) 研究区下石炭统维宪阶—中二叠统卡匹敦阶为基本连续的沉积序列, 其中下石炭统维宪阶—下二叠统阿瑟尔阶白山组、石板山组和干泉组下段沉积在分散的小型断陷海盆中, 下二叠统萨克马尔期干泉组上段代表裂谷盆地火山活动强烈的裂陷期 (约 294 ~ 292 Ma), 下二叠统亚丁斯克阶—中二叠统卡匹敦阶双堡塘组和菊石滩表明盆地进入沉降期 (约 286 ~ 265 Ma), 形成了统一的大型裂谷盆地。干泉组和双堡塘组之间的不整合反映裂谷盆地不同演化阶段盆地格架和充填的变化。

致谢: 南京大学史宇坤提供蠕类鉴定结果, 中国地质调查局西安地质调查中心许海红、王宝文、韩晓峰和张宇轩协助进行野外工作, 国土资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室李艳广、汪双双和靳梦琪指导完成锆石 U-Pb 同位素测年。两位审稿专家和编辑在成文中提供宝贵建议。在此谨致谢忱。

注 释 / Notes

- ① 甘肃省地质局第二区域地质测量队. 1974. 1 : 20 万方山口幅区域地质图及调查报告.
- ② 甘肃省地质局第二区域地质测量队. 1975. 1 : 20 万敦煌幅区域地质图及调查报告.
- ③ 甘肃省地质局第一区域地质测量队. 1967. 1 : 20 万红柳园幅区域地质图及调查报告.
- ④ 甘肃省地质局第一区域地质测量队. 1970. 1 : 20 万旧寺墩幅区域地质图及调查报告.

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese

with English abstract; the literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

范炳恒. 1998. 华北地台石炭系—二叠系界线的腕足动物标志. 地质论评, 44(2): 113 ~ 119.

甘肃省地质矿产局. 1989. 甘肃省区域地质志. 北京: 地质出版社: 1 ~ 690.

甘肃省地质矿产局. 1997. 甘肃省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社: 1 ~ 314.

何世平, 周会武, 姚文光, 任秉琛, 付力浦. 2004. 甘肃北山中泥盆统砾岩中放射虫的发现及其地质意义. 西北地质, 37(3): 24 ~ 28.

何世平, 周会武, 任秉琛, 姚文光, 付力浦. 2005. 甘肃内蒙古北山地区古生代地壳演化. 西北地质, 38(3): 6 ~ 15.

金松桥. 1974. 甘肃北山区下石炭统划分及其对比. 地质学报, (2): 159 ~ 174.

李锦轶, 张进, 杨天南, 李亚萍, 孙桂华, 朱志新, 王励嘉. 2009. 北亚造山区南部及其毗邻地区地壳构造分区与构造演化. 吉林大学学报, 39(4): 584 ~ 605.

李艳广, 汪双双, 刘民武, 孟愚, 魏小燕, 赵慧博, 靳梦琪. 2015. 斜锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年方法及应用. 地质学报, 89(12): 2400 ~ 2418.

梁希洛. 1981. 甘肃西北部及内蒙古西部早二叠世头足类. 古生物学报, 20(6): 485 ~ 500.

刘宝珺, 许效松. 1994. 层序不整合界面的综合地层标志. 见: 刘宝珺, 李文汉. 主编. 层序地层学研究与应用. 成都: 四川科学技术出版社: 41 ~ 46.

刘雪亚, 王荃. 1995. 中国西部北山造山带的大地构造及其演化. 地质研究, 28: 37 ~ 48.

刘训, 傅德荣, 韦光明, 王永. 1995. 从沉积特征研究格尔木——额济纳旗地学断面走廊域地体的构造演化史. 地球物理学报, 38(A02): 114 ~ 129.

梅冥相. 2011. 从不整合面复杂的地质涵义窥视层序地层学的诞生: 层序地层学重要的科学命题之一. 地层学杂志, 35(2): 179 ~ 192.

内蒙古自治区地质矿产局. 1996. 内蒙古自治区岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社: 1 ~ 344.

牛亚卓, 卢进才, 刘池阳, 宋博, 史冀忠, 许伟. 2018. 甘蒙北山地区海相二叠系时代及其区域对比. 地质学报, 已接收.

王洪亮, 徐学义, 何世平, 陈隽璐. 2007. 1/100 万中国天山及邻区地质图及说明书. 北京: 地质出版社.

尹赞勋, 张守信, 谢翠华. 1978. 论褶皱幕. 北京: 科学出版社: 1 ~ 106.

翟毓沛. 1981. 甘肃省泥盆纪地层概要. 地层学杂志, (2): 74 ~ 81.

张遵信, 郭敬信. 1985. 甘肃北山地区威宁期的蠕. 微体古生物学报, 2(3): 259 ~ 264.

张研. 1995. 北山地区早二叠世“哲斯动物群”特征. 甘肃地质, 4(1): 14 ~ 20.

周鼎武, 董云鹏, 华洪, 刘颖宇. 1996. “磨拉石建造”和“不整合”在地层对比中的意义——以扬子地块及其北缘晚前寒武纪地层为例. 地质论评, 42(5): 416 ~ 423.

朱伟元. 1983. 甘肃北山海相二叠系及古生物群基本特征. 甘肃地质, 1: 121 ~ 140.

朱伟元, 沈光隆. 1977. 甘肃北山地区晚二迭世陆相地层及其古植物群特征. 兰州大学学报(自科版), 1: 99 ~ 109.

左国朝, 何国琦. 1990. 北山板块构造及成矿规律. 北京: 北京大学出版社: 1 ~ 226.

左国朝, 刘义科, 刘春燕. 2003. 甘新蒙北山地区构造格局及演化. 甘肃地质学报, 12(1): 1 ~ 15.

Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. Chemical Geology, 192: 59 ~ 79.

Bates R L, Jackson J A. 1987. Glossary of Geology fifth edition. Alexandria, Virginia: American Geological Institute: 1 ~ 788.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu Province. 1989#. Regional Geology of Gansu Province. Beijing: Geological Publishing House: 1 ~ 690.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu Province. 1997#. Stratigraphy (Lithostratic) of Gansu Province. Wuhan: China University of Geosciences Press: 1 ~ 314.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Neimenggol Autonomous Region. 1996#. Stratigraphy (Lithostratic) of Neimenggol Autonomous Region. Wuhan: China University of Geosciences Press: 1 ~ 344.

Chen Shi, Guo Zhaojie, Qi Jiafu, Zhang Yuanyuan, Pe-Piper G, Piper D J W. 2016. Early Permian volcano-sedimentary successions, Beishan, NW China: Peperites demonstrate an evolving rift basin. Journal of Volcanology & Geothermal Research, 309: 31 ~ 44.

Cleven N, Lin Shoufa, Davis D W, Xiao Wenjiao, Guilmette C. 2016. Elucidating tectonic events and processes from variably tectonized conglomerate clast detrital geochronology: Examples from the Permian Hongliuhe Formation in the southern Central Asian orogenic Belt, NW China. Tectonics, 35(7): 1626 ~ 1641.

Embry A F, Dixon J. 1990. The breakup unconformity of the Amerasia Basin, Arctic Ocean: Evidence from Arctic Canada. Geological Society of America Bulletin, 102(11): 1526 ~ 1534.

Falvey D A. 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. The APEA Journal, 14: 95 ~ 106.

Fan Bingheng. 1998#. The brachiopod indicator on the Permo—Carboniferous boundary in the North China Platform. Geological Review, 44(2): 113 ~ 119.

Graham S A, Hendrix M S, Johnson C L, Badamgarav D, Badarch G, Amory J, Porter M, Barsbold R, Webb L E, Hacker B R. 2001. Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southeast Mongolia. Geological Society of America Bulletin, 113(12): 1560 ~ 1579.

Guo Qianqian, Xiao Wenjiao, Windley B F, Mao Qigui, Han Chunming, Qu Junfeng, Ao Songjian, Li Jiliang, Song Dongfang, Yong Yong. 2012. Provenance and tectonic settings of Permian turbidites from the Beishan Mountains, NW China: Implications for the Late Paleozoic accretionary tectonics of the southern Altaids. Journal of Asian Earth Sciences, 49(3): 54 ~ 68.

Haq B U, Schutter S R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. Science, 5898(322): 64 ~ 68.

He Shiping, Zhou Huiwu, Yao Wenguang, Ren Bingchen, Fu Lipu. 2004#. Discovery and significance of radiolarian from Middle Devonian conglomerate in Beishan area, Gansu. Northwestern Geology, 37(3): 24 ~ 28.

He Shiping, Zhou Huiwu, Ren Bingchen, Yao Wenguang, Fu Lipu. 2005#. Crustal evolution of Palaeozoic in Beishan area, Gansu and Inner Mongolia, China. Northwestern Geology, 38(3): 6 ~ 15.

Hubbard R J. 1988. Age and Significance of Sequence Boundaries on Jurassic and Early Cretaceous Rifted Continental Margins. AAPG Bulletin, 72(1): 49 ~ 72.

Jin Songqiao. 1974#. Subdivision and correlation of the Lower Carboniferous of the Beishan region, Gansu. Acta Geological Sinica, 2: 159 ~ 174.

Li Jinyi, Zhang Jin, Yang Tiannan, Li Yaping, Sun Guihua, Zhu Zhixin, Wang Lijia. 2009#. Crustal tectonic division and evolution of the

- Southern Part of the North Asian Orogenic Region and its adjacent areas. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 39(4): 584 ~ 605.
- Li Yanguang, Wang Shuangshuang, Liu Minwu, Meng En, Wei Xiaoyan, Zhao Huibo, Jin Mengqi. 2015&. U-Pb dating study of Baddeleyite by LA-ICP-MS: Technique and application. *Acta Geological Sinica*, 89(12): 2400 ~ 2418.
- Liang Xiluo. 1981&. Early Permian Cephalopods from northwestern Gansu and Western Nei Monggol. *Acta Palaeontologica Sinica*, 20(6): 485 ~ 500.
- Liu Baojun, Xu Xiaosong. 1994#. Integrated identification of sequence unconformable boundary. In: Liu Baojun, Li Weiha. Eds. *Sequence Stratigraphy: Principles and Application*. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press, 41 ~ 46.
- Liu Xueya, Wang Quan. 1995&. Tectonics of the orogenic belts in Beishan Mt., western China and their evolution. *Geological Research*, 28: 37 ~ 48.
- Liu Xun, Fu Derong, Wei Guangming, Wang Yong. 1995&. Tectonic evolution of terranes in the corridor of Golmud—Ejin qi geotranssect by study on the sedimentary features. *Chinese Journal of Geophysics*, 38(A02): 37 ~ 48.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for a geochronological toolkit for Microsoft Excel (Isoplot/Ex version 3.0). Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication: 1 ~ 70.
- Mei Mingxiang. 2011&. Understanding the birth of sequence stratigraphy through the complex geological meanings of unconformity. *Journal of Stratigraphy*, 35(2): 179 ~ 192.
- Niu Yazhuo, Lu Jincai, Liu Chiyang, Shi Jizhong, Song Bo, Xu Wei. 2018&. Chronostratigraphy of marine Permian in the Beishan Region, North China and its correlation. *Acta Geologica Sinica*, accepted.
- Niu Yazhuo, Liu Chiyang, Shi Guangrong, Lu Jincai, Xu Wei, Shi Jizhong. 2018. Unconformity-bounded Upper Paleozoic megasequences in the Beishan Region (NW China) and implications for the timing of the Paleo-Asian Ocean closure. *Journal of Asian Earth Sciences*, accepted.
- Ravnås R, Steel R J. 1998. Architecture of marine rift—basin successions. *AAPG bulletin*, 82(1): 110 ~ 146.
- Ren Jianye, Tamaki K, Li Sitian, Zhang Junxia. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 344(3): 175 ~ 205.
- Sengör A M C, Natal'in B A, Voo R V D, Sunal G. 2014. A new look at the Altaids: A superorogenic complex in northern and central Asia as a factory of continental crust. Part II: Palaeomagnetic data reconstructions, crustal growth and global sea-level. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 107(2): 131 ~ 181.
- Shen Shuzhong, Zhang Hua, Shang Qinghua, Li Wenzhong. 2006. Permian stratigraphy and correlation of Northeast China: A review. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(3): 304 ~ 326.
- Sinclair I K, Shannon P M, Williams B P J, Harker S D, Mooren J G. 1994. Tectonic control on sedimentary evolution of three North Atlantic borderland Mesozoic basins. *Basin Research*, 6(4): 193 ~ 217.
- Sloss L L. 1963. Sequences in the Cratonic Interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74(2): 93 ~ 114.
- Tian Zhonghua, Xiao Wenjiao, Windley B F, Zhang Jien, Zhang Zhiyong, Song Dongfang. 2016. Carboniferous rifted arcs leading to an archipelago of multiple arcs in the Beishan—Tianshan orogenic collages (NW China). *International Journal of Earth Sciences*, 106(7): 2319 ~ 2342.
- Vail P R, Audemard F, Bowman S A. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A. Eds. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin: Springer-Verlag, 617 ~ 659.
- Wang Hongliang, Xu Xueyi, He Shiping, Chen Junlu. 2007#. 1:1 000 000 geological map and guide book of Chinese Tianshan and adjacent areas. Beijing: Geological Publishing House.
- Wang Yu, Luo Zhaohua, Santosh M, Wang Shuzhi, Wang Na. 2017. The Liuyuan Volcanic Belt in NW China revisited: evidence for Permian rifting associated with the assembly of continental blocks in the Central Asian Orogenic Belt. *Geological Magazine*, 154(2): 265 ~ 285.
- Xiao Wenjiao, Mao Qigui, Windley B F, Han Cunming, Qu J F, Zhang Ji'en, Ao Songjian, Guo Qianqian, Cleven N R, Lin Songfa, Shan Y H, Li Jiliang. 2010. Paleozoic multiple accretionary and collisional processes of the Beishan orogenic collage. *American Journal of Science*, 310(10): 1553 ~ 1594.
- Xiao Wenjiao, Windley Brian F, Sun Shu, Li Jiliang, Huang Baochun, Han Chunming, Yuan Chao, Sun Min, Chen Hanlin. 2015. A tale of amalgamation of three Permo-Triassic collage systems in Central Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 43(43): 11 ~ 16.
- Xu Wei, Niu Yazhuo, Lu Jincai. 2018. Geochemical characteristics and geodynamic background of the Early Permian A-type rhyolite in the southern Beishan Region, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, under review.
- Yin Zanzun, Zhang Shouxin, Xie Cuihua. 1978#. Discussion on the Fold Episode. Beijing: Science Press: 1 ~ 106.
- Zhai Yupei. 1981&. Introduction to the Devonian of Gansu Province. *Journal of Stratigraphy*, 5(2): 148 ~ 155.
- Zhang Linxin, Guo Jingxin. 1985&. Weiningian fusulinids from Beishan Area, Gansu. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 2(3): 259 ~ 264.
- Zhang Yan. 1995&. The characteristic of Early Permian “Zhesi Fauna” in Beishan District. *Acta Geologica Gansu*, 4(1): 14 ~ 20.
- Zhang Yuanyuan, Dostal J, Zhao Zehui, Liu Chang, Guo Zhaojie. 2011. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of mafic and ultramafic rocks from Southern Beishan area, NW China: Implications for crust—mantle interaction. *Gondwana Research*, 20(4): 816 ~ 830.
- Zhang Yunying, Yuan Chao, Sun Min, Long Xiaoping, Xia Xiaoping, Wang Xinyu, Huang Zongying. 2015. Permian doleritic dikes in the Beishan Orogenic Belt, NW China: Asthenosphere—lithosphere interaction in response to slab break-off. *Lithos*, 233(4): 174 ~ 192.
- Zheng Rongguo, Wu Tairan, Zhang Wen, Meng Qingpeng, Zhang Zhaoyu. 2014. Geochronology and geochemistry of late Paleozoic magmatic rocks in the Yinwaxia area, Beishan: Implications for rift magmatism in the southern Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91(3): 39 ~ 55.
- Zhou Dingwu, Dong Yunpeng, Hua Hong, Liu Yingyu. 1996&. The significance of molasse formation and unconformity in the stratigraphic division and correlation—Evidence from the Late Precambrian strata of the Yangtze Plate and its northern margin. *Geological Review*, 42(5): 416 ~ 423.
- Zhou Jianbo, Wilde S A, Zhao Guochun, Han Jie. 2018. Nature and assembly of microcontinental blocks within the Paleo-Asian Ocean.

Earth-Science Review,10.1016/j.earscirev.2017.01.012.

Zhu Weiyuan. 1983&. On the Permian marine stratigraphy and the fundamental characteristics of the fauna in Beishan, Gansu Province. Gansu Geology,1:121 ~ 140.

Zhu Weiyuan,Shen Guanglong. 1977#. Late Permian terrestrial strata and floral characteristics in Beishan, Gansu Province. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences),1:99 ~ 109.

Zuo Guochao, He Guoqi. 1990&. Plate Tectonics and Metallogenic Regularities in Beishan Region. Beijing:Peking University Press:1 ~ 226.

Zuo Guochao,Liu Yike,Liu Cunyan. 2003&. Framework and evolution of the tectonic structure in Beishan area across Gansu province, Xinjiang Autonomous Region and Inner Mongolia Autonomous Region. Acta Geologica Gansu,12(1):1 ~ 15.

Geochronology and Distribution of the Upper Carbonifeous—Lower Permian Ganquan Formation in the Beishan Region, Northwestern China and Its Tectonic Implication

NIU Yazhuo^{1, 2)}, LU Jincal²⁾, LIU Chiyang¹⁾, XU Wei²⁾, SHI Jizhong²⁾, SONG Bo²⁾
1) State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an, 710069;
2) Xi'an Center of Geological Survey, China Geological Survey, Xi'an, 710054

Objectives: The Beishan Region is located in the southernmost part of the Central Asian Orogenic Belt where the Upper Paleozoic sedimentary sequence plays an important role in the tectonic and sedimentary evolution. However, the age range and distribution of the Ganquan Formation remain uncertain.

Methods: Based on sections in the Dushan and Liuyuan areas, southern Beishan region, this study reports LA-ICP-MS zircon U-Pb ages from the Ganquan Formation and “undifferentiated Carboniferous”.

Results: The U-Pb ages of the Ganquan Formation and “undifferentiated Carboniferous” are 293.8 ± 4.8 Ma, 293.9 ± 2.7 Ma, 291.7 ± 2.3 Ma, which indicate the Kasimovian—Sakmarian range to the widely distributed Ganquan Formation with paleontological data. The lag deposits of the Shuangbutang Formation aged 293.4 ± 2.0 Ma and 294.4 ± 2.8 Ma suggest an unconformity between the Ganquan and Shuangbutang formations with a six million years sedimentary gap.

Conclusions: The Visean—Capitanian strata in the Beishan Region form a generally continuous sequence, which represents the tectonic translation from several small extensional basins into a large rift basin. The Baishan Formation, Shibanshan Formation and the lower part of the Ganquan Formation are considered as the marginal- and shallow marine deposits in the separated small basins. The upper part of the Ganquan Formation represents the early synrift phase (ca. 294 ~ 292 Ma) marked by intensive volcanism, whereas the Shuangbutang and Jushitan formations make up a transgression succession the late synrift phase (ca. 286 ~ 265 Ma).

Keywords: Beishan; Ganquan Formation; LA-ICP-MS zircon U-Pb age; rift basin; sedimentary sequence

Acknowledgements: This study was supported by the Natural Science Foundation of China (No. 41402097, 41402195) and China Geological Survey (DD20160172)

First author: NIU Yazhuo, male, PHD student. Email: niuyazhuo@cgs.cn

Corresponding author: LIU Chiyang, male, professor, mainly working on sedimentary basin analysis and petroleum geology. Email: lcy@nwu.edu.cn

Manuscript received on: 2018-04-06; Accepted on: 2018-05-09; Edited by: LIU Zhiqiang

Doi: 10.16509/j.georeview.2018.04.002