冀西北尚义黄土窑地区尚义杂岩和红旗营子群的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及地质意义

白文倩[1)],刘永顺[2)],颉颃强[1)],董春艳[1)],王树庆[2)],胡晓佳[2)],万渝生[1)]
1)中国地质科学院地质研究所,北京离子探针中心,北京,100037
2)中国地质调查局天津地质矿产研究所,天津,300170

内容提要: 尚义杂岩是冀西北地区有代表性的变质地质体,由变质表壳岩和侵入岩组成。其中的变质表壳岩曾认为是新太古代晚期蛇绿岩洋壳残片。该区也有红旗营子群存在。我们对尚义黄土窑地区尚义杂岩和红旗营子群不同类型岩石进行了锆石 SHRIMP U-Pb 定年。含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410)核部锆石年龄为 310 ~ 2500Ma,边部变质锆石年龄为 255Ma 左右。黑云片麻岩(HB1411)和石英岩(HB1415)碎屑锆石年龄都为 2.5Ga 左右。辉长岩(HB1518)和石英闪长岩(HB1519)岩浆锆石年龄为 278 ~ 279Ma。根据这些资料和前人研究,该地区的原红旗营子群和尚义杂岩变质表壳岩主体可能不是新太古代地质作用产物,而是形成于晚古生代,由不同时代地质体组成的构造杂岩。不存在所谓的太古宙蛇绿岩残片。晚古生代时期,中亚造山带对华北克拉通北缘的影响十分强烈。

关键词: 冀西北;尚义杂岩;晚古生代;锆石 SHRIMP U-Pb 定年

冀西北是华北克拉通早前寒武纪岩石重要分布区之一。桑干杂岩、崇义杂岩、尚义杂岩和红旗营子群(杂岩)为主要代表。但是,近年来的研究表明,古生代中亚造山作用对华北克拉通北缘早前寒武纪变质基底产生了强烈影响,使一些变质地质体的时代归属单凭变质变形强弱程度难以确定。

尚义黄土窑地区出露尚义杂岩和红旗营子群。Wang Renmin 等(2009)认为尚义杂岩中的表壳岩为新太古代晚期蛇绿岩洋壳残片。彭澎等(2012)把黄土窑剖面与冀西北其他地区剖面对比,讨论华北克拉通新太古代晚期大陆地壳的形成机制。最近,我们对黄土窑剖面进行了研究。5 个岩石样品锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果表明它们很可能都不是形成于新太古代晚期,实际地质过程比以往认识到的更为复杂。

1 地质背景

在冀西北地区,存在一条近东西向的大型断裂,称之为赤城—崇礼断裂(或尚义—平泉断裂)。该断裂向东可延伸到承德大庙地区。该断裂之南为桑干杂岩和崇礼杂岩,以北为红旗营子群(图 1)。红旗营子群主要由不同类型斜长片麻岩、变粒岩、石英岩和大理岩组成,存在少量条带状铁建造(BIF),遭受低角闪岩相到高角闪岩相变质。主体的形成时代可能是新太古代晚期—古元古代,记录了从古元古代到晚古生代多阶段构造热事件(刘树文等,2007)。但最近的研究表明,原红旗营子群中获得大量中元古代—晚古生代的锆石年龄,被认为是一套晚古生代的变质杂岩(王惠初等,2012)。它们与新太古代晚期和古元古代花岗质岩石空间上共存。由于晚古生代构造热事件改造,以往认为的许多早前寒武纪侵入体,实际上形成于晚古生代,尽管它们显示强烈的变质变形(倪志耀等,2004;张拴宏等,2004;王惠初等, 2007, 2012;刘树文等,2007)。断裂以南的桑干杂岩和崇礼杂岩主要由新太古代晚期 TTG(英云闪长岩、奥长花岗岩、花岗闪长岩)组成,也有少量新太古代晚期—古元古代基性麻粒岩存在,它们普遍遭受古元古代晚期高角闪岩相—麻粒岩相变质作用强烈改造(耿元生等,1997a, 1997b;彭澎等,2012;罗志波等,2012;Guo Jinghui et al.,

注:本文为中国地质调查局地质调查项目(编号:1212011220465、1212010811033)的成果。
收稿日期:2015-12-18;改回日期:2016-06-18;责任编辑:章雨旭。Doi:10.16509/j.georeview.2016.05.009
作者简介:白文倩,女,1991 年生。硕士研究生。通讯地址:100037,北京市西城区百万庄大街 26 号。Email:1589917471@qq.com。通讯作者:万渝生,男,1958 年生。博士,研究员。主要从事前寒武纪地质研究。通讯地址:100037,北京市西城区百万庄大街 26 号。Email:wanyusheng@bjshrimp.cn。

2005; Liu Fu et al., 2009; Zhang Huafeng et al., 2011)。一些新太古代晚期岩石还遭受古元古代晚期构造热事件叠加改造。此外,还有古元古代晚期孔兹岩系岩石零星但广泛分布(Guo Jinghui et al., 2005)。

尚义杂岩分布于尚义东侧的黄土窑地区(图2)。地质体走向和变质表壳岩的片麻理走向都近东西向分布。沿经过黄土窑的近南北向公路,存在很好的岩石露头,使之成为重要的研究对象(Wang Renmin et al., 2009;彭澎等,2012)。Wang Renmin 等(2009)所确定的尚义杂岩包括变质表壳岩和变质侵入岩,分别分布于黄土窑以北和以南。他们认为,变质表壳岩主要由斜长角闪岩和硅质岩+大理岩组成,形成时代为新太古代晚期,斜长角闪岩的变质原岩为玄武质岩石,地球化学上可划分为 HT1(平坦型稀土模式)和 HT2(轻稀土富集型稀土模式)两种不同类型;变质侵入岩包括辉长岩+辉石岩和厂汗营英云闪长岩,也形成于新太古代晚期,表壳岩和侵入岩共同构成新太古代晚期蛇绿岩,代表了新太古代晚期的洋壳组合。厂汗营英云闪长岩的岩浆锆石年龄为 2.51Ga(Wang Renmin et al., 2009)。在尚义杂岩表壳岩的北侧,存在黑云斜长片麻岩等表壳岩,认为它们属古元古代红旗营子群,与尚义杂岩为构造接触(Wang Renmin et al., 2009)。

彭澎等(2012)把黄土窑以北的表壳岩都划归为红旗营子岩群,包括了 Wang Renming 等(2009)的红旗营子群和尚义杂岩中的表壳岩,以南为尚义杂岩的新太古代灰色片麻岩(英云闪长岩),包裹少量辉长质岩块(图2)。红旗营子岩群由变质火山岩和变质沉积岩组成,以变质火山岩为主。变质火山岩包括变质中基性和中酸性火山岩,以变质中基性火山岩为主,互层产出。获得变质玄武安山岩岩浆锆石年龄 2.53Ga(彭澎等,2012)。变质沉积岩包括大理岩、石英岩、变质长石石英砂岩和 BIF,认为它们之间为整合接触。

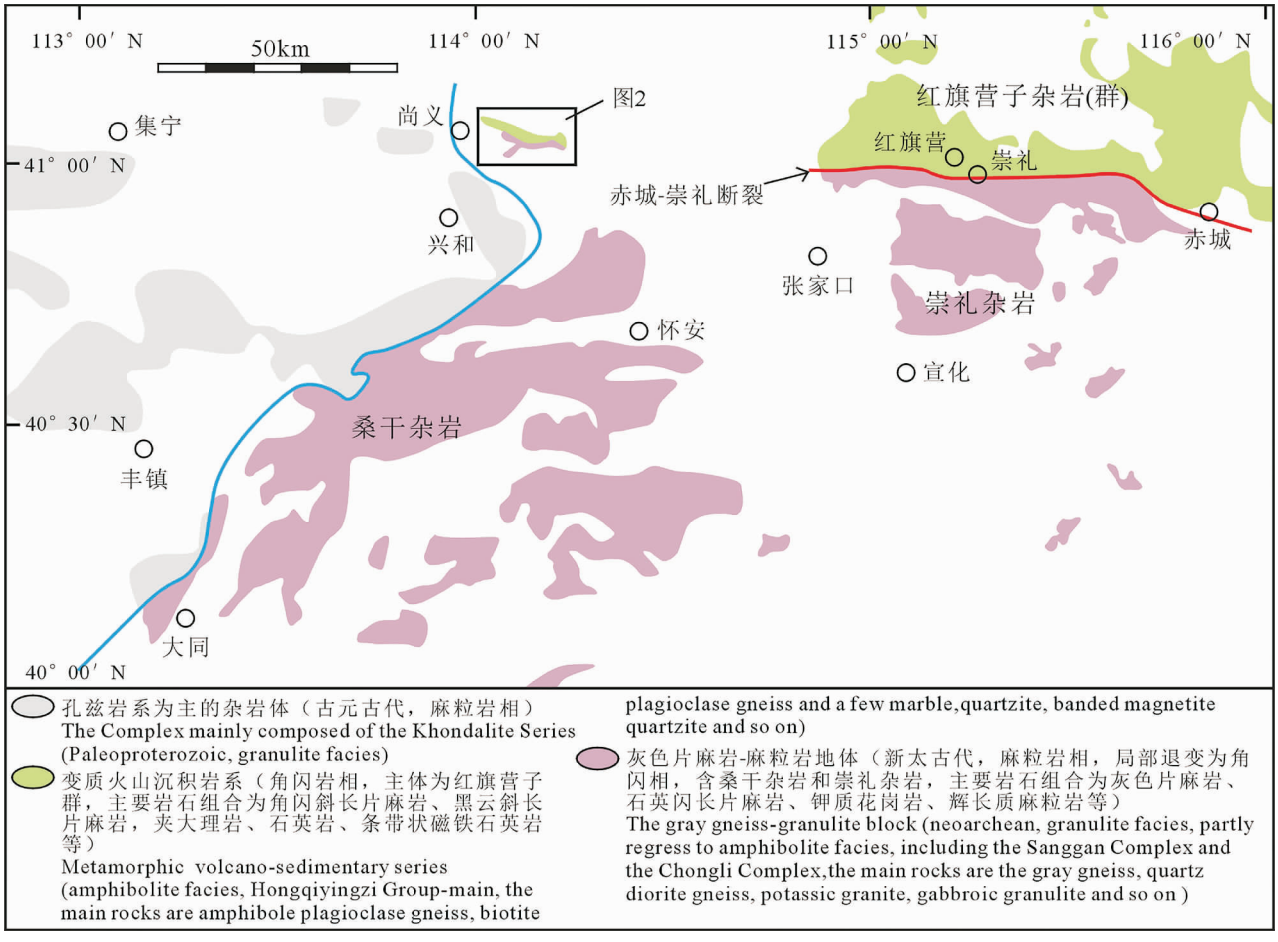

图 1 冀西北早前寒武纪地质简图(彭澎等,2012)

Fig. 1 Simplified map showing main early Precambrian geological units in northwest Hebei Province (Peng Peng et al., 2012&)

我们大致赞同前人对黄土窑剖面的描述。北侧表壳岩岩石组合以斜长角闪岩和黑云斜长片麻岩为主,存在(不纯)石英岩和大理岩。南侧以片麻状英云闪长岩为主,但也有相当数量的辉长岩—(石英)闪长岩。彭澎等(2012)的划分方案看来更为恰当。下面对本文定年样品的野外特征作简要介绍,样品位置见图 2。

1.1　含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410)

尚义杂岩黄土窑剖面北部出露黑云斜长片麻岩,距北侧的花岗岩不到 200 m 距离(图 3a)。按照 Wang Renmin 等(2009)的划分,它们属于红旗营子群。花岗岩具弱片麻理,岩浆锆石年龄为 245Ma,包裹黑云斜长片麻岩(王树庆,未发表资料)。含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410)具片麻理,并遭受深熔(图 3b),但侵入其中的花岗岩脉变形很弱。黑云斜长片麻岩主要由石英、长石、黑云母组成,存在少量石榴子石(1%)。仅部分斜长石具聚片双晶,可能存在少量钾长石,但与无双晶斜长石不易区别。黑云母定向分布,构成片麻理,也有石英细脉平行片麻理分布。石榴子石零星分布。岩石空间上组成均匀。

1.2　黑云片麻岩(HB1411)

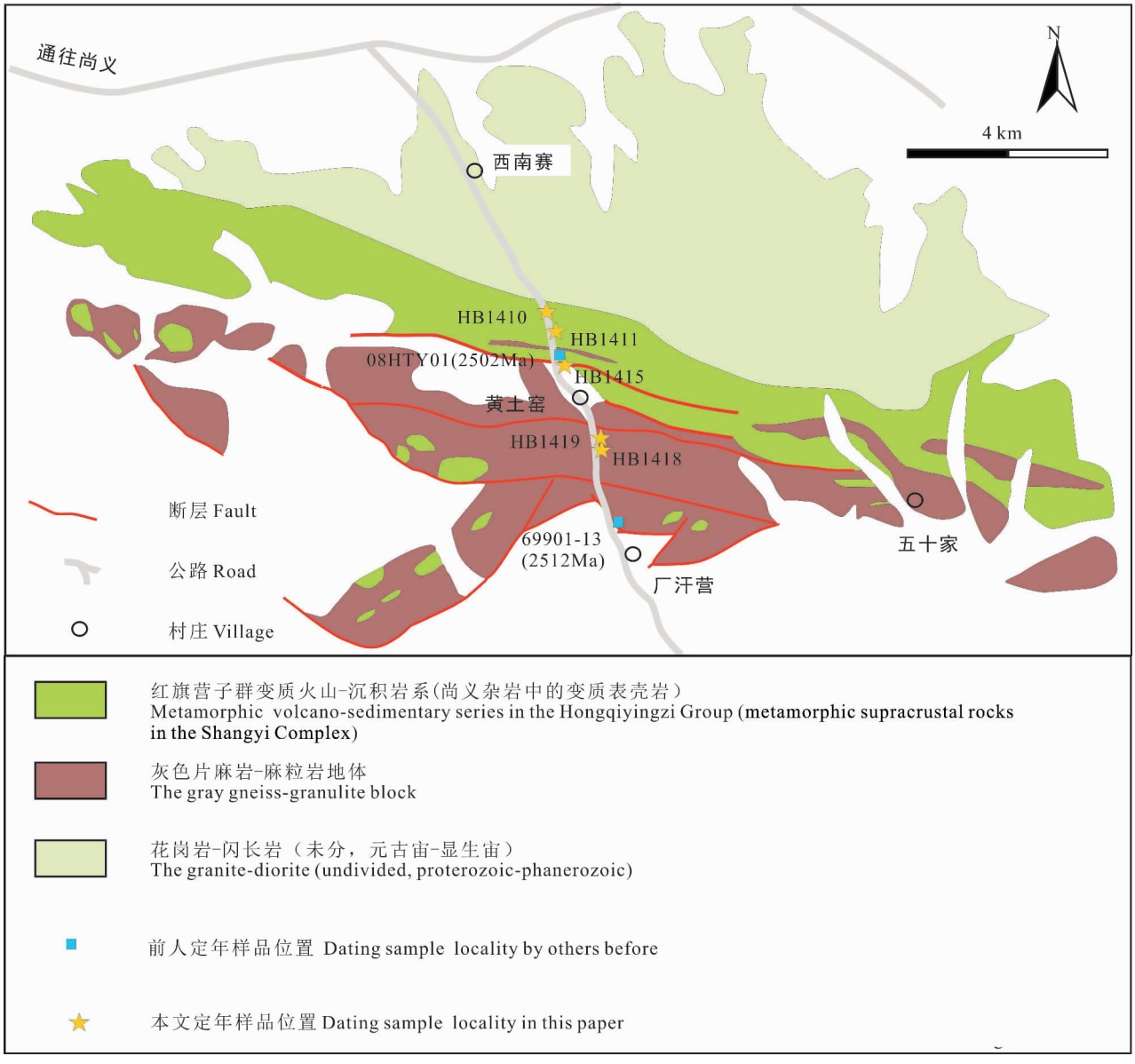

图 2 尚义东黄土窑地区尚义杂岩—红旗营子群地质简图(据彭澎等,2012)。图中给出了本文和前人定年样品位置

Fig. 2 Geological map of the Shangyi Complex—Hongqiyingzi Group in Huangtuyao, east of Shangyi (Peng Peng et al., 2012&). Also shown are locations of samples analyzed in this study and previous work

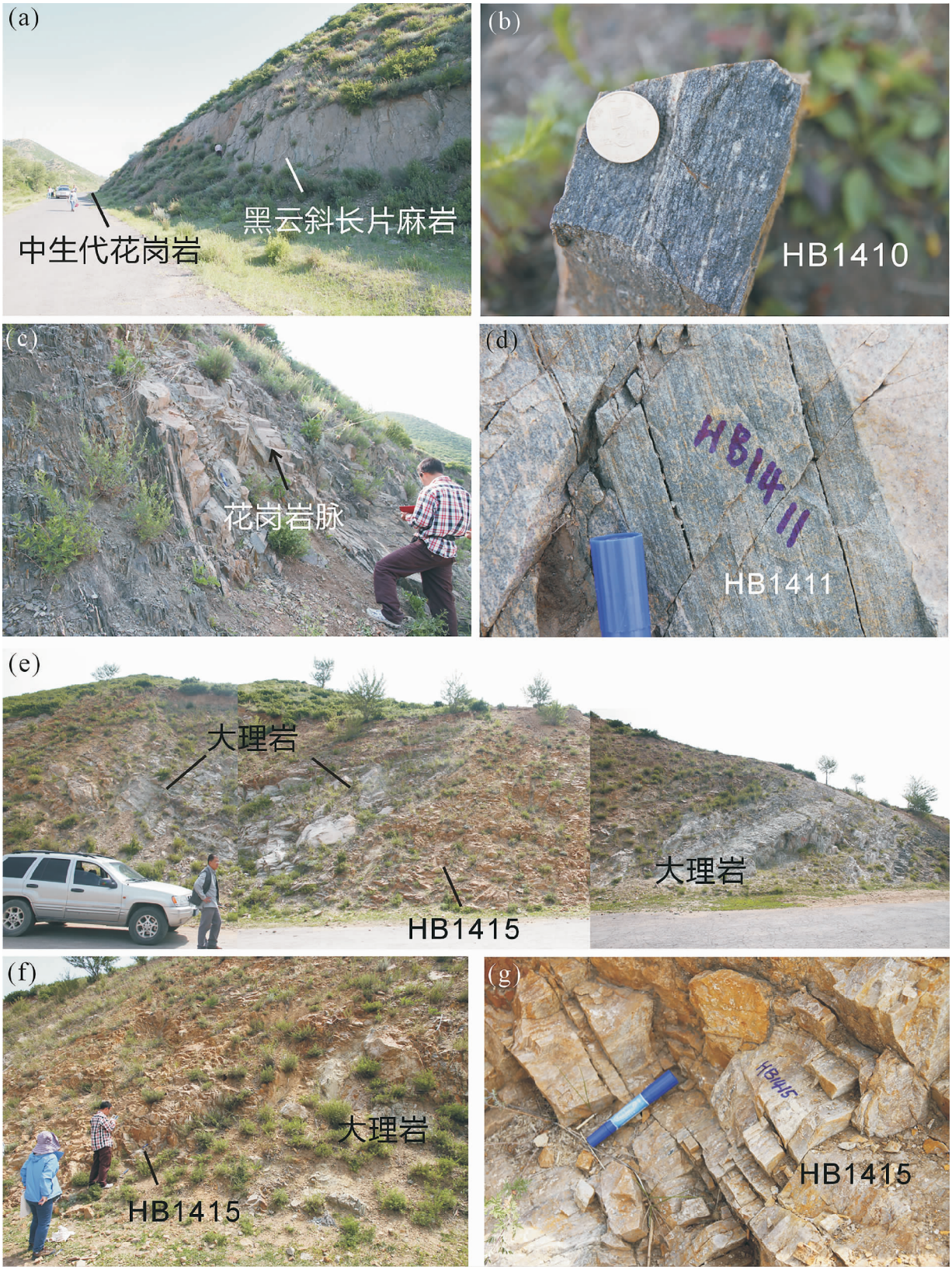

图 3 黄土窑地区红旗营子群野外照片

Fig. 3 Field photographs of the Hongqiyingzi Group in the Huangtuyao area

(a)和(b)含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410);(c)和(d)黑云片麻岩(HB1411);(e)、(f)和(g)石英岩(HB1415)及相关岩石

(a) and (b) Garnet-bearing biotite plagioclase gneiss (HB1410); (c) and (d) Biotite gneiss (HB1411); (e), (f) and (g) quartzite (HB1415) and related rocks

在黄土窑剖面北侧表壳岩中存在 2 大层石英岩。本样品位置为彭澎等(2012)在黄土窑剖面图上所标出的北侧石英岩层中。除石英岩外,附近还有黑云片麻岩等其它类型变质碎屑沉积岩存在。本样品采自石英岩层中与之互层的黑云片麻岩。它们被花岗岩脉侵入(图 3c)。与样品 HB1410 处不同,这里的花岗岩脉具片麻理,遭受变质变形。所取样品呈灰色,为黑云片麻岩,但石英含量相对较高。岩石主要由石英、斜长石、钾长石和黑云母组成。黑云母呈绿色—黄绿色多色性,变质程度仅为绿片岩相。矿物定向排列,显示较强的变形。

1.3　石英岩(HB1415)

样品位置为彭澎等(2012)在黄土窑剖面图上所标出的南侧石英岩层。该处主体岩石为石英岩和大理岩,构成一向形构造(图 3d)。样品位于两大理岩层之间(图 3d、e),岩石遭受较强变形,较为新鲜(图 3f)。主要由石英组成,具动态重结晶结构,存在少量云母,定向排列,显示强烈变形。

1.4　辉长岩(HB1418)

在尚义杂岩黄土窑剖面的黄土窑南侧,分布有较多的辉长岩和(石英)闪长岩,总宽度大于 150 m,以后者为主。它们相互直接接触,但难以判断早晚关系。它们与变质表壳岩和 TTG 岩石的关系不清。局部有花岗岩脉侵入。岩石宏观上均匀(图 4a),岩石呈粗粒,有斜长石呈斑晶存在,无明显变形(图 4b)。岩石主要由斜长石和角闪石组成,它们具自形结构,斜长石具聚片双晶,个别角闪石也具双晶结构。角闪石普遍遭受绿泥石化,斜长石遭受绢云母化。在自型斜长石和角闪石之间,存在很少量的他形充填矿物,具波状消光。全岩元素分析,岩石含 K_2O 较高(1.89%)而 SiO_2 含量正常(50.11%),而岩石中无其它高钾矿物,推测以钾长石为主。

1.5　石英闪长岩(HB1419)

样品取自辉长岩样品(HB1418)北约 100 m 位置,宏观上也均匀(图 4c),其特征与辉长岩类似,但浅色矿物含量更高(图 4d)。岩石主要由斜长石和绿泥石组成,存在石英。斜长石呈自型。绿泥石为

图 4 黄土窑地区尚义杂岩野外照片(a)和(b)辉长岩(HB1418);(c)和(d)石英闪长岩(HB1419)

Fig. 4 Field photographs of the Shangyi Complex in the Huangtuyao area

(a) and (b) Gabbro (HB1418); (c) and (d) quartz diorite (HB1419)

蚀变产物,呈角闪石和黑云母假像。与样品 HB1418 类似,他形钾长石(和石英?)分布于自型斜长石和蚀变角闪石之间。

流强度为 4 nA,束斑大约为 25 μm。未知样品 U 含量标定和年龄校正的标准锆石为 SL13 (U 含量为 238 × 10^{-6}) (Williams , 1998) 和 TEMORA (年

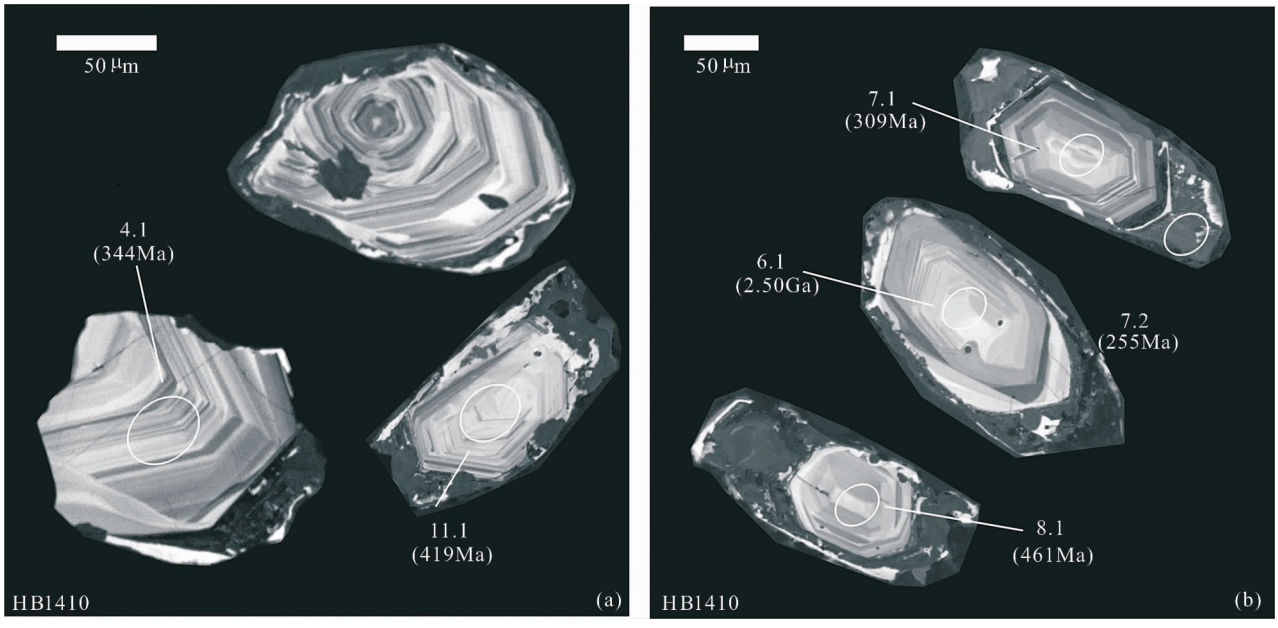

图 5 黄土窑地区红旗营子群的含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410)锆石阴极发光图像

Fig. 5 CL images of zircons from garnet-bearing biotite plagioclase gneiss (HB1410) of the Hongqiyingzi Group in the Huangtuyao area

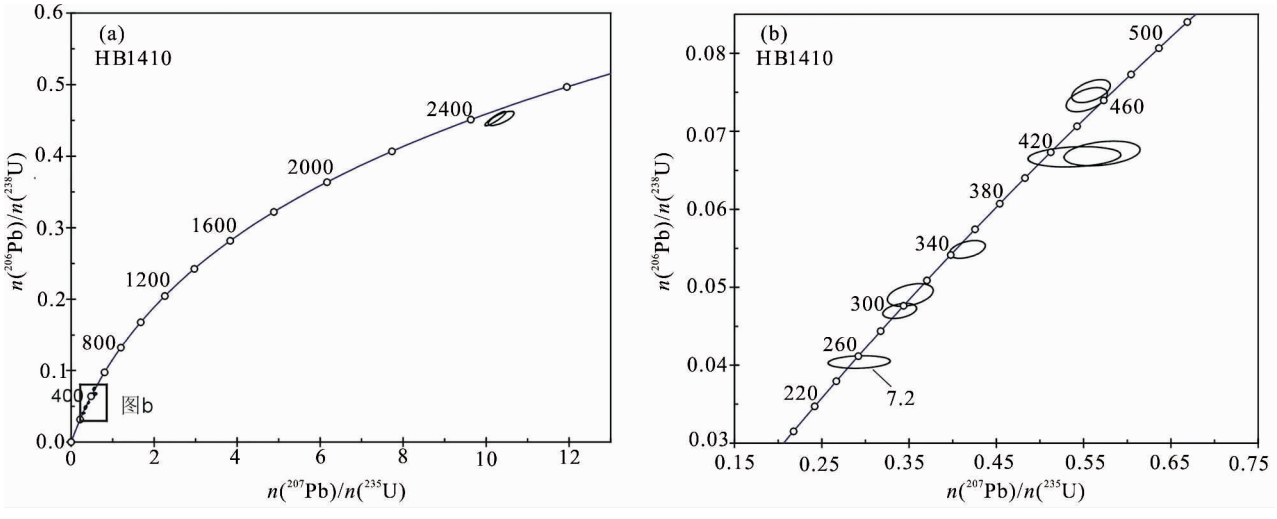

图 6 黄土窑地区红旗营子群的含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410)锆石年龄图

Fig. 6 Concordia diagrams for zircons from garnet-bearing biotite plagioclase gneiss (HB1410) of the Hongqiyingzi Group in the Huangtuyao area

2 分析方法

SHRIMP U-Pb 锆石测年在北京离子探针中心 SHRIMP II 仪器上完成。测年方法和原理见 Williams (1998)。锆石测年为 5 组扫描。一次离子

龄为 417Ma) (Black et al. , 2003)。TEMORA 和未知样品测定的比例为 1: 3 ~ 1: 4。数据处理采用 SQUID 和 ISOPLOT 程序(Ludwig , 2001) 。普通铅根据实测^{204}Pb 和 Stacey-Kramers(1975)两阶段模式给出的普通铅组成进行扣除。当锆石年龄大于

1200Ma 时,使用$^{207}Pb/^{206}Pb$年龄,反之使用$^{206}Pb/^{238}U$年龄。单个数据点误差为 1σ,加权平均年龄误差为 95% 置信度。

3　锆石定年

3.1　含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410)

锆石呈柱状,通常具核—边结构(图 5)。核部锆石具封闭环带,边部锆石阴极发光图像中呈暗色,在核部锆石边部常有白色边。锆石外形多呈自形形态,边部锆石为变质深熔作用过程中核部锆石重结晶的结果,或这一过程中形成的增生边。9 个核部锆石分析,U 含量和 Th/U 比值分别为 87×10^{-6} ~ 448×10^{-6}和 0.44 ~ 1.09,年龄可划分为两组,一组为 2.5Ga 左右,一组年轻,年龄从 310Ma 到 460Ma(表 1,图 6)。由于岩石未遭受麻粒岩相高级变质,锆石岩浆环带十分清楚,这种年龄变化很可能是锆石本身的年龄分布,而不是后期变质作用改造的结果。若是这样,岩石的形成时代应小于或等于具岩浆环带的最年轻锆石年龄(约 310Ma)。一个边部锆石分析,U 含量和 Th/U 比值分别为 1808×10^{-6}和 0.04,$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 255Ma 左右(7.2),为变质深熔作用的年龄记录。

3.2　黑云片麻岩(HB1411)

锆石呈柱状或椭圆状,具岩浆环带,但普遍遭受重结晶(图 7a、b),显示出高级变质作用条件下重结晶的结构特征。14 个数据点分析,U 含量和 Th/U 比值分别为 30×10^{-6} ~ 1401×10^{-6}和 0.07 ~ 1.33。锆石普遍存在强烈铅丢失,在谐和图上,数据点大致沿上交点年龄为 2.5Ga 左右的不一致线分布,2 个靠近谐和线的数据点年龄也约为 2.5Ga(表 1,图 8a)。这些锆石既有岩浆环带清楚的,也有强烈重结晶的。未获得古元古代晚期变质锆石年龄。

3.3　石英岩(HB1415)

锆石呈椭圆形,其外形切割内部结构(图 7c,d),锆石表面具凹坑,显示搬运磨蚀的表面特征。变质锆石虽可呈椭圆形,但表面圆滑,与之存在明显区别。10 个数据点分析,U 含量和 Th/U 比值分别为 113×10^{-6} ~ 538×10^{-6}和 0.21 ~ 2.96。锆石显示不同程度铅丢失,但年龄都为 2.5Ga 左右(表 1,图 8b)。个别锆石存在很窄的变质增生边(颗粒 7)。未获得古元古代晚期变质锆石年龄记录。

3.4　辉长岩(HB1418)

锆石呈柱状或短轴状,前者具板状环带,后者具封闭环带,但核部无环带结构(图 9a、b),都为岩浆锆石。8 个数据点分析,U 含量和 Th/U 比值分别为 48×10^{-6} ~ 326×10^{-6}和 1.03 ~ 2.89。去掉 2 个年龄偏大的数据点,其余数据点的$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 279 ±3Ma (MSWD = 0.65, 表 1,图 10a),解释为辉长岩形成年龄。

3.5　石英闪长岩(HB1419)

锆石呈短轴状,具封闭环带,一些锆石的核部无环带(图 9c、d),为岩浆成因。石英闪长岩和辉长岩的岩浆锆石形态和结构变化,与岩浆温度降低相一致,相对高温岩浆形成板状环带岩浆锆石,而相对低

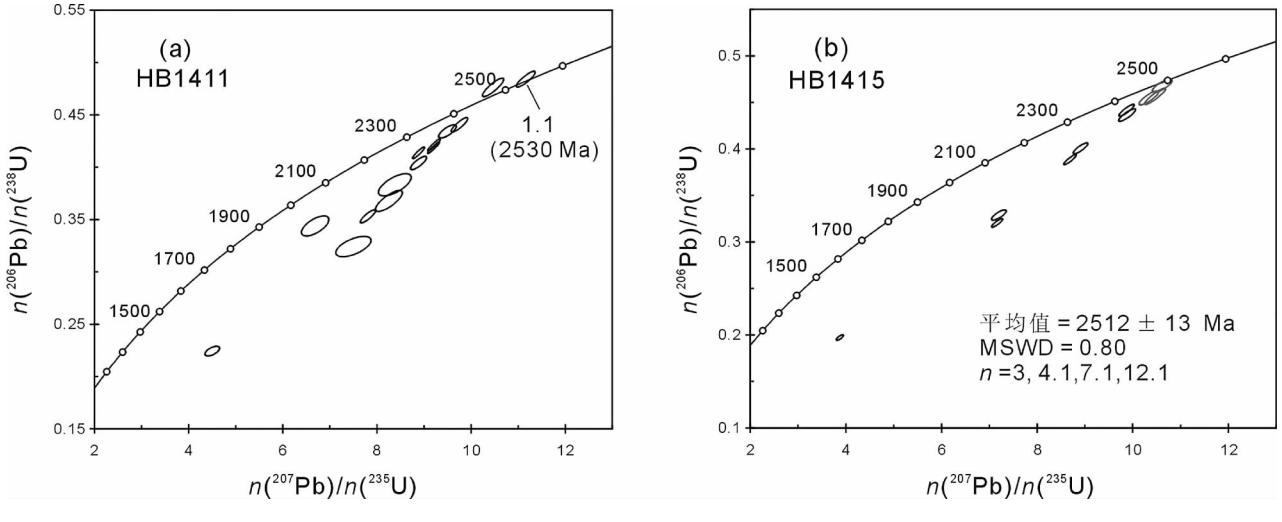

图 8 黄土窑地区红旗营子群的变质沉积岩的锆石年龄图

Fig. 8 Concordia diagrams for zircons from metasedimentary rocks of the Hongqiyingzi Group in the Huangtuyao area

(a)黑云片麻岩(HB1411);(b)石英岩(HB1415)

(a) Biotite gneiss (HB1411); (b) quartzite (HB1415)

表 1 黄土窑地区尚义杂岩和红旗营子群的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

Table 1 SHRIMP U-Pb zircon data for the Shangyi Complex—Hongqiyingzi Group in Huangtuyao

测点	$^{206}Pb_c$ (%)	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	Th/U	$^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$)	同位素比值						误差相关系数	年龄(Ma)				不谐和度(%)
						$\frac{n(^{207}Pb^*)}{n(^{206}Pb^*)}$		$\frac{n(^{207}Pb^*)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{206}Pb^*)}{n(^{238}U)}$			$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		
						测值	±%	测值	±%	测值	±%		测值	±1σ	测值	±1σ	
含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410)																	
3.1	0.0	202	179	0.91	12	0.0586	6.40	0.540	6.5	0.0667	1.3	0.20	417	±5	554	±140	25
4.1	0.0	233	246	1.09	11	0.0551	3.00	0.417	3.3	0.0549	1.4	0.42	344	±5	417	±66	17
5.1	0.0	310	157	0.52	13	0.0524	3.50	0.339	3.8	0.0470	1.4	0.36	296	±4	302	±80	2
6.1	0.0	119	77	0.67	46	0.1639	0.68	10.220	1.6	0.4525	1.5	0.91	2406	±29	2496	±11	4
7.1	0.3	189	90	0.49	8	0.0520	4.50	0.351	4.9	0.0490	2.0	0.40	309	±6	285	±100	−8
7.2	2.4	1808	63	0.04	64	0.0526	7.90	0.293	8.0	0.0404	1.3	0.16	255	±3	311	±180	18
8.1	0.4	197	97	0.51	13	0.0542	2.50	0.554	2.8	0.0741	1.4	0.49	461	±6	380	±55	−21
9.1	0.4	448	269	0.62	29	0.0539	2.30	0.558	2.6	0.0752	1.3	0.49	467	±6	367	±51	−27
10.1	0.1	87	38	0.44	34	0.1660	1.40	10.360	2.0	0.4528	1.5	0.73	2408	±29	2517	±23	4
11.1	0.0	106	72	0.71	6	0.0617	4.80	0.571	5.0	0.0672	1.6	0.31	419	±6	663	±100	37
黑云片麻岩(HB1411)																	
1.1	0.0	135	9	0.07	56	0.1672	0.58	11.160	1.2	0.4842	1.0	0.87	2546	±22	2530	±10	−1
2.1	0.0	30	32	1.11	9	0.1411	2.20	6.690	2.9	0.3442	1.8	0.64	1907	±30	2240	±38	15
3.1	0.4	31	16	0.55	10	0.1586	2.00	8.370	2.7	0.3828	1.8	0.67	2089	±33	2441	±35	14
4.1	0.0	1401	359	0.26	504	0.1594	0.28	9.199	0.9	0.4185	0.9	0.95	2254	±16	2449	±5	8
5.1	0.5	38	48	1.33	11	0.1678	2.60	7.490	3.3	0.3237	2.0	0.60	1808	±31	2535	±44	29
6.1	0.0	425	48	0.12	159	0.1586	0.87	9.500	1.3	0.4342	1.0	0.74	2325	±19	2441	±15	5
7.1	0.3	41	45	1.14	13	0.1628	1.40	8.250	2.3	0.3675	1.8	0.79	2017	±31	2485	±24	19
8.1	0.0	143	66	0.48	50	0.1594	0.73	8.880	1.3	0.4040	1.0	0.81	2188	±19	2450	±12	11
8.2	0.0	812	65	0.08	294	0.1586	0.32	9.212	1.0	0.4214	0.9	0.94	2267	±17	2440	±5	7
9.1	0.0	186	163	0.91	70	0.1606	0.60	9.750	1.2	0.4405	1.0	0.87	2353	±20	2462	±10	4
10.1	0.0	95	54	0.58	39	0.1594	0.71	10.470	1.4	0.4763	1.2	0.87	2511	±25	2449	±12	−3
11.1	0.2	97	31	0.33	19	0.1455	1.90	4.500	2.3	0.2242	1.4	0.60	1304	±16	2294	±32	43
12.1	0.0	660	96	0.15	234	0.1557	0.36	8.884	0.9	0.4138	0.9	0.92	2232	±16	2410	±6	7
13.1	0.0	253	39	0.16	77	0.1604	0.71	7.810	1.4	0.3530	1.2	0.86	1949	±20	2460	±12	21
石英岩(HB1415)																	
4.1	0.0	179	511	2.96	72	0.1646	0.81	10.620	1.3	0.4679	10.0	0.78	2474	±21	2503	±14	1
5.1	0.0	201	101	0.52	75	0.1643	0.59	9.880	1.2	0.4364	1.0	0.87	2334	±20	2500	±10	7
6.1	0.1	309	84	0.28	103	0.1622	0.43	8.687	1.0	0.3885	0.9	0.90	2116	±17	2479	±7	15

测点	$^{206}Pb_c$（%）	U（$\times10^{-6}$）	Th（$\times10^{-6}$）	Th/U	$^{206}Pb^*$（$\times10^{-6}$）	同位素比值						误差相关系数	年龄(Ma)				不谐和度（%）
						$\frac{n(^{207}Pb^*)}{n(^{206}Pb^*)}$		$\frac{n(^{207}Pb^*)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{206}Pb^*)}{n(^{238}U)}$			$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		
						测值	±%	测值	±%	测值	±%		测值	±1σ	测值	±1σ	
7.1	0.1	113	70	0.64	44	0.1648	0.68	10.340	1.3	0.4547	1.1	0.85	2416	±22	2506	±12	4
石英岩(HB1415)																	
8.1	0.2	538	132	0.25	91	0.1424	0.80	3.871	1.2	0.1972	1.0	0.76	1160	±10	2257	±14	49
8.2	0.0	371	115	0.32	102	0.1621	0.51	7.161	1.1	0.3204	0.9	0.88	1792	±15	2477	±9	28
9.1	0.0	274	164	0.62	94	0.1613	0.58	8.910	1.1	0.4006	1.0	0.86	2172	±18	2469	±10	12
10.1	0.0	296	587	2.05	112	0.1622	0.48	9.870	1.1	0.4416	1.0	0.90	2358	±19	2478	±8	5
11.1	0.1	208	43	0.21	59	0.1587	0.88	7.200	1.4	0.3288	1.1	0.79	1833	±18	2442	±15	25
12.1	0.0	160	64	0.41	63	0.1663	0.56	10.470	1.4	0.4565	1.3	0.92	2424	±26	2521	±9	4
辉长岩(HB1418)																	
2.1	0.0	48	48	1.03	2	0.0549	9.20	0.352	9.3	0.0466	1.9	0.20	293	±5	407	±200	28
3.1	1.5	49	52	1.10	2	0.0497	8.40	0.302	8.6	0.0440	1.8	0.21	278	±5	181	±190	−54
4.1	0.3	77	92	1.23	3	0.0497	9.20	0.315	9.4	0.0460	1.7	0.18	290	±5	180	±210	−61
5.1	0.1	122	165	1.39	5	0.0532	6.10	0.325	6.3	0.0443	1.4	0.22	279	±4	339	±140	18
6.1	0.5	158	195	1.27	6	0.0497	5.50	0.309	5.6	0.0451	1.3	0.23	284	±4	181	±130	−57
7.1	0.0	126	177	1.45	5	0.0547	4.00	0.329	4.3	0.0436	1.4	0.33	275	±4	401	±90	31
8.1	0.0	326	910	2.89	12	0.0515	3.40	0.314	3.6	0.0442	1.3	0.35	279	±4	265	±78	−5
9.1	0.9	128	183	1.48	5	0.0468	9.60	0.285	9.7	0.0442	1.4	0.15	279	±4	39	±230	−614
石英闪长岩(HB1419)																	
1.1	0.3	67	32	0.49	27	0.1615	1.10	10.200	1.8	0.4582	1.4	0.78	2431	±28	2471	±19	2
2.1	0.0	87	99	1.18	3	0.0542	3.80	0.322	4.2	0.0430	1.6	0.38	272	±4	380	±86	29
4.1	1.1	98	57	0.60	4	0.0469	6.30	0.285	6.5	0.0441	1.4	0.22	278	±4	45	±150	−524
5.1	1.5	77	91	1.22	3	0.0499	6.90	0.308	7.1	0.0447	1.6	0.22	282	±4	192	±160	−47
6.1	0.4	86	101	1.21	3	0.0510	7.80	0.316	7.9	0.0450	1.6	0.21	284	±5	242	±180	−17
8.1	0.0	102	119	1.20	4	0.0582	5.10	0.351	5.3	0.0437	1.4	0.27	276	±4	538	±110	49

注：表中，$^{206}Pb_c$（%）是指普通铅占总铅的比例。

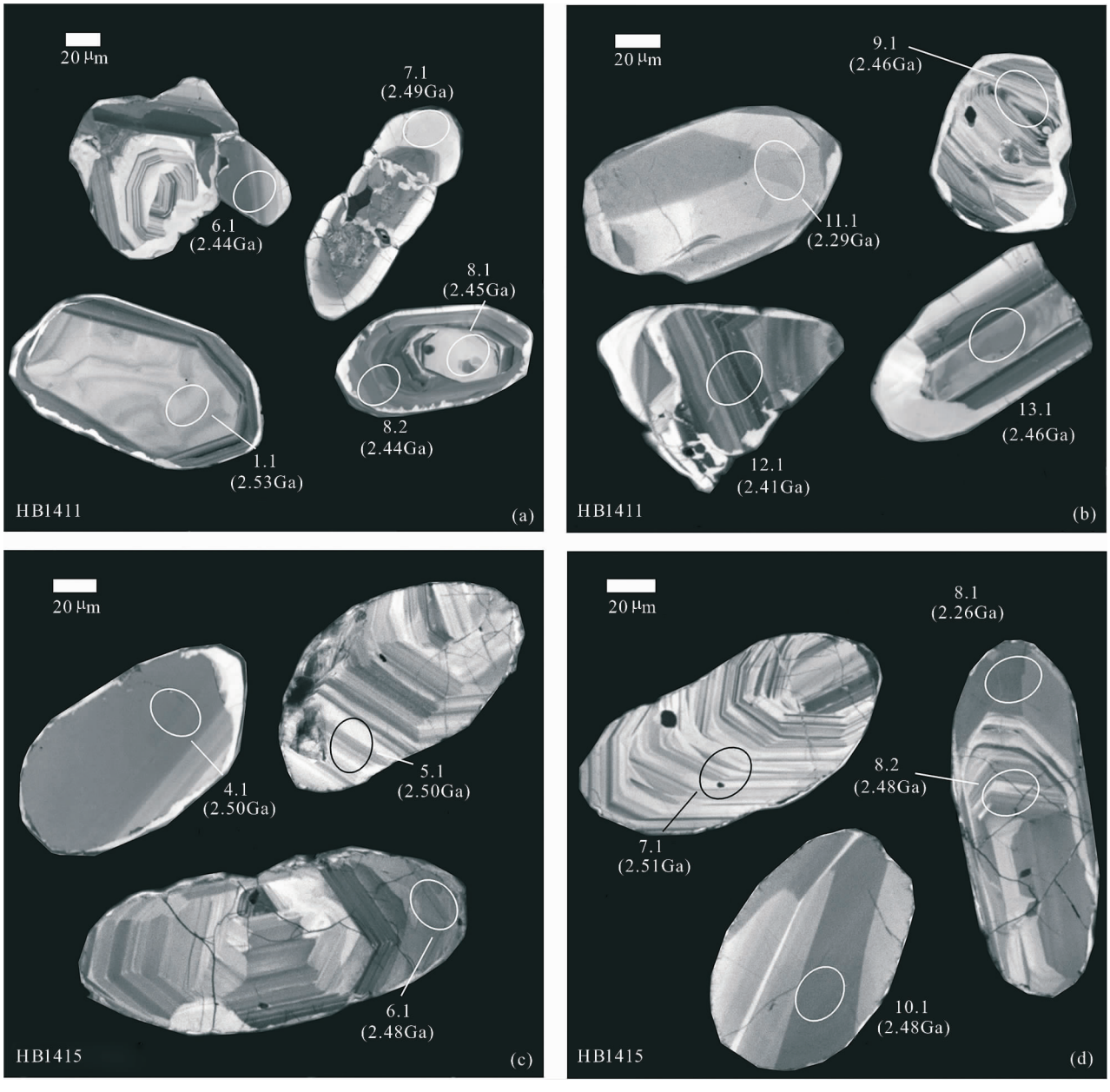

图 7 黄土窑地区红旗营子群的变质沉积岩的锆石阴极发光图像

Fig. 7 CL images of zircons from metasedimentary rocks of the Hongqiyingzi Group in the Huangtuyao area

(a)和(b)黑云片麻岩(HB1411);(c)和(d)石英岩(HB1415)

(a) and (b) Biotite gneiss (HB1411); (c) and (d) quartzite (HB1415)

温岩浆形成封闭环带岩浆锆石。5 个岩浆锆石数据点分析(表 1),U 含量和 Th/U 比值分别为 $77 \times 10^{-6} \sim 102 \times 10^{-6}$ 和 0.60 ~ 1.22。$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 278 ± 4Ma (MSWD = 1.2, 图 10b),为石英闪长岩形成年龄。一个捕获锆石分析,数据点接近谐和线(未在图 10b 中给出),$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 2.47Ga。

4 讨论

剖面北段红旗营子群的含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410)遭受变质深熔作用改造,这是以往认为其形成于太古宙的主要原因。片麻岩野外露头尺度上均匀,具清楚岩浆环带核部锆石的年龄变化范围较大,为 309 ~ 467Ma,变质原岩很可能为中酸性火山沉积岩,但不能完全排除为侵入岩的可能。不论如

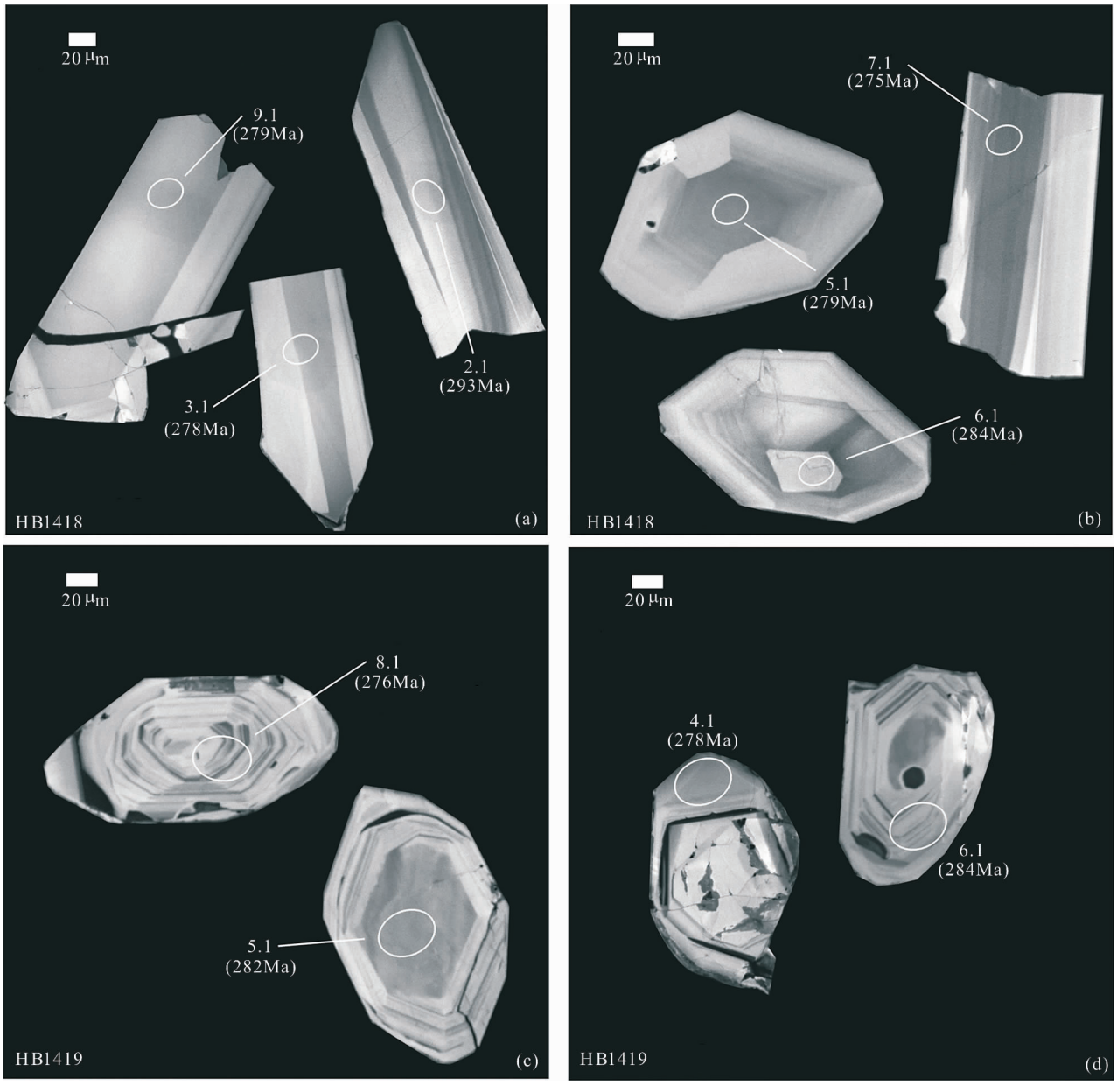

图 9 黄土窑地区尚义杂岩中的岩浆岩的锆石阴极发光图像

Fig. 9 CL images of zircons from magmatic rocks of the Shangyi Complex in the Huangtuyao area

(a)和(b)辉长岩(HB1418);(c)和(d)石英闪长岩(HB1419)

(a) and (b) Gabbro (HB1418); (c) and (d) quartz diorite (HB1419)

何,黑云斜长片麻岩不是新太古代晚期表壳岩。根据锆石定年结果,可把变质原岩形成时代大致限制在 255 ~ 310Ma 之间。它们被 245Ma 花岗岩侵入,给出了变质原岩的最小形成年龄。

黑云片麻岩(HB1411)和石英岩(HB1415)中所有锆石的年龄几乎都为 2.5Ga 左右。根据变质锆石年龄意义的不同,存在两种可能。① 碎屑沉积岩沉积后,岩石发生变质,变质锆石记录了这一构造热事件年龄。如是这样,碎屑沉积岩形成于新太古代晚期。② 变质锆石为物源区岩浆构造热事件的产物。如是这样,碎屑沉积岩形成于太古宙之后。考虑到如下方面,我们更倾向于后一种认识:

(1) 石英岩(HB1415)中的锆石呈椭圆形,其外形切割内部结构,这是典型的碎屑锆石特征。与黑云片麻岩(HB1411)相比,石英岩(HB1415)中的锆石更圆滑,表面的凹坑更发育,这与石英岩的变质原

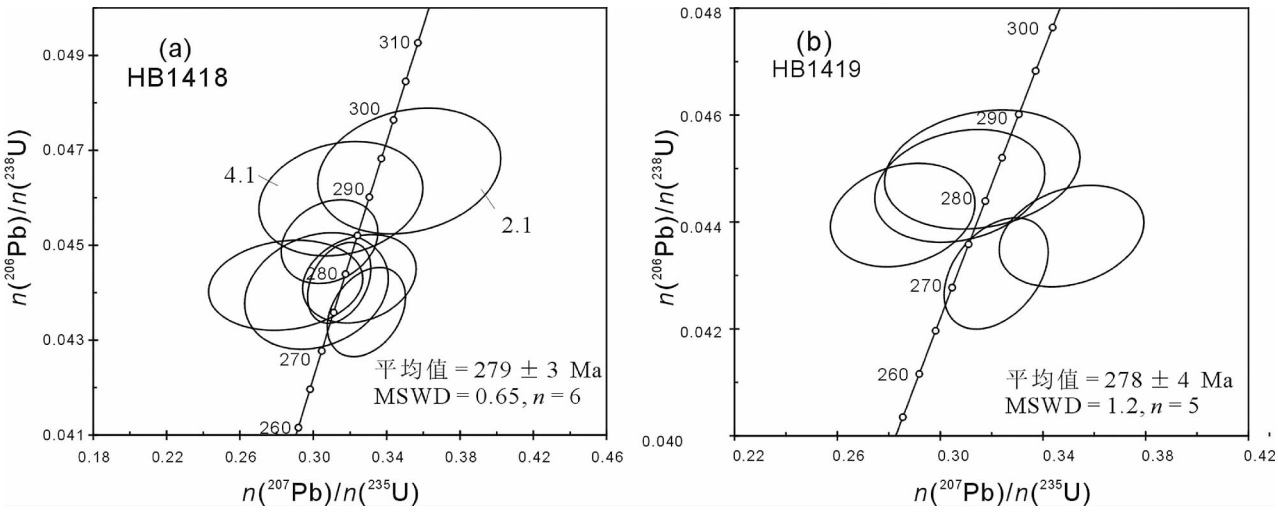

图 10 黄土窑地区尚义杂岩中的岩浆岩的锆石年龄图(a)辉长岩(HB1418);(b)石英闪长岩(HB1419)

Fig. 10 Concordia diagrams for zircons from magmatic rocks of the Shangyi Complex in the Huangtuyao area (a) Gabbro (HB1418); (b) quartz diorite (HB1419)

岩经历了更强烈的磨蚀和分选作用有关。如果变质锆石是沉积后遭受变质作用形成,锆石表面不应发育凹坑。一些变质锆石呈圆形—椭圆形,但表面是由许多平滑的面组成,与之不同。

(2) 变质锆石的结构特征表明它们是高级变质作用(高角闪岩相—麻粒岩相)的产物,而岩石未遭受强烈变质。与之不同,北部的含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410)遭受角闪岩相条件下的深熔作用改造,但核部锆石仍显示清楚的岩浆环带。石英岩(HB1415)的一些锆石存在很窄的变质增生边(图 7d 中的颗粒 7),它们可能与碎屑沉积岩沉积之后的变质作用有关。

(3) 华北克拉通新太古代表壳岩中变质碳酸盐岩(大理岩)很不发育,而本区存在一定规模的大理岩。根据与大理岩共生,它们很可能形成于古元古代晚期,与华北克拉通广泛分布的孔兹岩系形成时代相同。石英岩(HB1415)中存在碎屑锆石,所以不是 Wang Renmin 等 (2009)认为的变质硅质岩,而是碎屑沉积岩(彭澎等,2012)。

黄土窑剖面的辉长岩和(石英)闪长岩被认为是新太古代蛇绿岩的重要组成部分(Wang Renmin et al., 2009)。但 2 个样品(HB1418,HB1419)的岩浆锆石年龄为 278 ~ 279Ma,形成时代为二叠纪早期。石英闪长岩(HB1419)中存在 2.47Ga 外来锆石,表明岩浆受到陆壳物质的影响。辉长岩和石英闪长岩形成时代相同,两者空间上相邻,矿物组合也类似,尽管不同矿物含量存在差别,推测两者存在岩浆演化的成因联系。与辉长岩中的岩浆锆石相比,石英闪长岩中的岩浆锆石的双锥和内部封闭环带更为发育,锆石形态和结构的变化主要与岩浆作用过程中温度降低的物化条件变化有关。

彭澎等(2012)在红旗营子群的变质玄武安山岩中获得 2.51Ga 锆石年龄,认为代表了中基性火山岩的形成时代。若是这样,石英岩等变质沉积岩与火山岩就不是同一时代。另一种可能是,变质玄武安山岩中的锆石不是岩浆成因,而是捕获成因,火山岩也不是形成于新太古代。

黄土窑剖面为尚义杂岩的典型代表,前人认为由新太古代晚期表壳岩和不同类型侵入岩组成。根据我们新的研究,剖面北段红旗营子群表壳岩系变质碎屑沉积岩不是形成于新太古代晚期,至少部分形成于古生代,部分可能形成于古元古代晚期。在剖面南段尚义杂岩侵入岩中,辉长岩和石英闪长岩也不是新太古代晚期岩浆作用产物,而是形成于二叠纪早期。但是,在南部厂汗营地区,确实存在新太古代晚期英云闪长岩(Wang Renmin et al., 2009)。尽管不能确定辉长岩—(石英)闪长岩与周围新太古代 TTG 岩石是否为侵入关系,但前者不能作为新太古代岩石组合的组成部分。所以,该区地质历史比以往认识到的要复杂得多,是由不同时代、不同成因岩石组成,它们之间可能多为断裂接触。可以肯定的是,黄土窑地区的尚义杂岩不是新太古代晚期洋壳残片(蛇绿岩)的岩石组合。由于该区许多地质体的时代和成因还不十分清楚,太古宙之后的变

质地层可能占有相当的比例,与冀西北其他地区新太古代晚期岩石进行对比时仍需谨慎。

根据王惠初等(2012)的研究,崇礼—赤城断裂以北的红旗营子岩群中的部分遭受强烈变质变形的变质地层,原认为形成于太古宙—古元古代,实际上是形成于古生代。我们的研究支持了这一认识。所以不能根据变质变形强弱来确定岩石的形成时代。不同时代、不同成因和不同变质变形强度的地质体空间上共存,是后期构造作用把它们拼合到一起的。它们被变形弱的 245Ma 花岗岩侵入,限定了拼合作用的最小年龄。含石榴黑云斜长片麻岩(HB1410)的 255Ma 变质深熔锆石,可能是这一事件的年龄记录。尚义—崇礼一带古生代—中生代岩浆构造热事件强烈,可能与中亚造山带有关(王惠初等,2012)。这一强烈的岩浆构造热事件不但形成大量的岩浆侵入岩体,使年轻地质体变质变形,还使早前寒武纪变质地体遭受叠加改造。根据本文资料及前人研究成果,本区原红旗营子群和尚义杂岩是形成于晚古生代的构造杂岩,包括古生代变质沉积岩、变质火山岩和侵入岩,也存在一些古元古代和新太古代的残片,与东部相邻地区具类似特征。

5　结论

(1) 对尚义黄土窑地区 5 个岩石样品进行了锆石 SHRIMP U-Pb 定年。含石榴黑云斜长片麻岩核部锆石年龄为 310 ~ 2500Ma,边部变质锆石年龄为 255Ma 左右。黑云片麻岩和石英岩碎屑锆石年龄都为 2.5Ga 左右。辉长岩和石英闪长岩岩浆锆石年龄为 278 ~ 279Ma。

(2) 以往认为尚义黄土窑地区的尚义杂岩和红旗营子群主要由新太古代晚期地质体组成,实际上是由不同时代、不同成因岩石组成,古生代和古元古代晚期地质体可能占有相当的比例。该区不存在所谓的太古宙蛇绿岩残片。古生代岩石遭受强烈变质变形,可能与中亚造山带形成演化过程中对华北克拉通北缘的强烈影响有关。

致谢:锆石 SHRIMP 定年得到北京离子探针中心刘建辉工程师的帮助,样品靶由北京离子探针中心杨淳、甘伟林制作, 锆石阴极发光照片由北京离子探针中心车晓超、周丽芹、马铭株完成。评审专家和编辑部提出了重要修改意见。深表谢意。

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)

耿元生,刘敦一. 1997. 冀西北马市口地区紫苏花岗岩的岩石学、地球化学和同位素年代学 岩石矿物学杂志, 16:1 ~ 9.

刘树文, 吕勇军, 凤永刚, 柳小明, 闫全人, 张臣, 田伟. 2007. 冀北红旗营子杂岩的锆石、独居石年代学及地质意义. 地质通报, 26:1086 ~ 1100.

罗志波,张华峰,第五春荣,张红. 2012. 冀西北怀安地区中性辉石麻粒岩的锆石 U-Pb、Lu-Hf 及微量元素组成对区域退变质时代的制约. 28:3721 ~ 3738.

倪志耀, 翟明国, 王仁民, 童英, 舒桂明, 韩秀玲. 2004. 华北古陆块北缘中段发现晚古生代退变榴辉岩. 科学通报, 49:600 ~ 606.

彭澎,李云,刘富,王芳. 2012. 冀西北晚太古代岩石单元的地质关系:对早期陆壳形成的指示. 岩石学报, 28:3531 ~ 3544.

王惠初, 赵凤清, 李惠民, 孙立新, 苗来成, 冀世平. 2007. 冀北闪长质岩石的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄:晚古生代岩浆弧的地质记录. 岩石学报, 23:597 ~ 604.

王惠初,初航,相振群,陆松年,赵凤清,任云伟. 2012. 华北克拉通北缘崇礼—赤城地区的红旗营子(岩)群:一套晚古生代的变质杂岩. 地学前缘, 19:100 ~ 113.

张拴宏, 赵越, 宋彪, 吴海. 2004. 冀北隆化早前寒武纪高级变质区内的晚古生代片麻状花岗闪长岩 —— 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其构造意义. 岩石学报, 20:621 ~ 626.

Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff J N, Davis D W, Korsch R J, and Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chemical Geology 200: 155 ~ 170.

Geng Yuansheng, and Liu Dunyi. 1997**&**. Petrology, geochemistry and isochronology of charnockites in Mashikou area, northwestern Hebei. Acta Petrologica et Mineralogica, 16:1 ~ 19.

Guo Jinghui, Sun Min, Chen Fukun, and Zhai Mingguo. 2005. Sm-Nd and SHRIMP U-Pb zircon geochronlogy of high-pressure granulites in the Sanggan area, North China Craton: Timing of Paleoproterozoic continental collision. Journal of Asian Earth Sciences, 24:629 ~ 642.

Liu Fu, Guo Jinghui, Lu xiaoping, and Diwu Chunrong. 2009. Crustal growth at ~2.5 Ga in the North China Craton: Evidence from whole-rock Nd and zircon Hf isotopes in the Huai'an gneiss terrane. Chinese Science Bulletin, 54:4704 ~ 4713.

Liu Shuwen, Lü Yongjun, Feng Yonggang, Liu Xiaomin, Yan Quanren, Zhang Chen, and Tian wei. 2007**&**. Zircon and monazite geochronology of the Hongqiyingzi complex, northern Hebei, China. Geological Bulletin of China, 26:1086 ~ 1100.

Lou Zhibo, Zhang Huafeng, Diwu Chunrong, and Zhang Hong. 2012**&**. Zircon U-Pb, Lu-Hf and trace element compositions of intermediate pyroxene granulite in the Huai'an area, Northwest Hebei Province: Constraints on the timing of retrograde metamorphism. Acta Petrologica Sinica, 28:3721 ~ 3738.

Ni Zhiyao, Zhai Mingguo, Wang Renmin, Tong Ying, Shu Guiming, and Han Xueling. 2004**&**. Discovery of Late Paleozoic retrograded eclogites from the middle part of the northern margin of North China Craton. Chinese Science Bulletin, 49:600 ~ 606.

Peng Peng, Li Yun, Liu Fu, Wang Fang. 2012. Geological relation of the Late Archean lithologic units in Northwest Hebei, North China Craton: Implication for building of early continental crust. Acta Petrologica Sinica, 28:3531 ~ 3544.

Stacey J S, and Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead

isotope evolution by a two stage model: Earth and Planetary Science Letters, 26:207 ~ 221

Willimas I S. 1998. U—Th—Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben Ma et al. eds: Application of Microanalytical technique to understanding mineralizing porcess. Review of Economic Geology, 7:1 ~ 35.

Wang Huichu, Zhao Fengqing, Li Huimin, Sun Lixin, Miao Laicheng, and Ji Shiping. 2007&. Zircon SHRIMP U-Pb age of the diorite rocks from northern Hebei: the geological records of late Paleozoic magmatic arc. Acta Petrologica Sinica, 23:597 ~ 604.

Wang Huichu, Chu Hang, Xiang Zhenqun, Lu Songnian, Zhao Fengqing, and Ren Yunwei. 2012&. The Hongqiyingzi Group in the Chongli—Chicheng are, northern margin of the North China Craton: A suite of late Paleozoic metamorphic complex. Earth Science Frontiers, 19: 100 ~ 113.

Zhang Shuanhong, Zhao Yue, Song Biao, and Wu Hai. 2004&. Late Paleozoic gneissic granodiorite pluton inearly Precambrian high-grade metamorphic terrains near Longhua County in northern Hebei Province, North China: result from zircon SHRIMP U-Pb dating and its tectonic implications. Acta Petrologica Sinica, 20:621 ~ 626.

Zhang Huafeng, Zhai Mingguo, Santosh M, Diwu Chunrong, and Li Shengrong. 2011. Geochronology and petrogenesis of Neoarchean potassic meta-granites from Huai'an Complex: Implication for the evolution of the North China Craton. Gondwana Research, 20:82 ~ 105.

SHRIMP U-Pb Zircon Ages of Shangyi Complex and Hongqiyingzi Group in Huangtuyao, Shangyi, Northwestern Hebei and Their Geological Significance

BAI Wenqian[1)], LIU Yongshun[2)], XIE Hangqiang[1)], DONG Chunyan[1)], WANG Shuqin[2)], HU Xiaojia[2)], WAN Yusheng[1)]

1) *Beijing SHRIMP Center, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037

2) *Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Tianjin*, 300170

Abstract: The Shangyi Complex is a representative metamorphic block in northwestern Hebei and is composed of supracrustal and intrusive rocks. The metamorphic supracrustal rocks were once considered to be late Neoarchean ophiolite oceanic relic. The Hongqiyingzi Group also occurs in the area. We carried out SHRIMP U-Pb zircon dating on different types of rocks of Shangyi Complex and Hongqiyingzi Group from a geological section in Huangtuyao, east of Shangyi. Garnet-bearing biotite plagioclase gneiss (HB1410) has 310 ~ 2500 Ma zircon cores and ~ 255 Ma metamorphic rims. All detrital zircons from biotite plagioclase gneiss (HB1411) and quartzite (HB1415) are ~ 2.5 Ga in age but no metamorphic zircon age have been obtained for them. Gabbro (HB1518) and quartz diorite (HB1519) have magmatic zircons with ages of 278 ~ 279 Ma. Based on these data and previous work, it is concluded that the majority of the Hongqiyingzi Group and Shangyi Complex are not late Neoarchean in age, and they are a tectonic complex being composed of geological units of different ages, such as Paleozoic metasediments, metavolcanic rocks and intrusive rocks as well as some early Paleoproterozoic to Neoarchean relics. It is evident that the Central Asian Orogen strongly influenced the northern margin of the North China Craton during the late Paleozoic.

Keywords: Northwestern Hebei; Shangyi Complex; Late Paleozoic; SHRIMP U-Pb zircon dating

Acknowledgements: This study was supported by China Geological Survey (Nos. 1212011220465, and 1212010811033).

First author: BAI Wenqian, female, master student. Email: 1589917471@qq.com

Corresponding author: WAN Yusheng, male, professor, being mainly working on SHRIMP U-Pb zircon dating and Precambrian geology of the North China Craton. Email: wanyusheng@bjshrimp.cn

Manuscript received on: 2015-12-18; Accepted on: 2016-06-18; Edited by: ZHANG Yuxu.

Doi: 10.16509/j.georeview.2016.05.009