

# 西伯利亚克拉通东南缘 1.84 Ga 构造热事件 ——俄罗斯斯塔诺夫南带南缘混合岩化黑云斜长片麻岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素记录

王彦斌<sup>1</sup>, 童英<sup>1</sup>, 王涛<sup>1</sup>, Andrey Sorokin<sup>2</sup>, 韩娟<sup>1</sup>, 侯可军<sup>3</sup>

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. Regional Geology and Hydrology Division, Amur Research Center of Russian Academy of Sciences, 675006, Blagovestzhenk, Russia; 3. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

**摘要:**对俄罗斯远东腾达(Tydna)斯塔诺夫南带南缘混合岩化黑云斜长片麻岩中锆石进行了 U-Pb 年龄测定和 Hf 同位素测试, 获得其锆石核部年龄主要为  $\geq 2.57$ 、 $\sim 2.39$ 、 $\sim 2.33$  和  $\sim 2.20$  Ga, 锆石增生边年龄为 1.84 Ga, 可靠的最年轻碎屑锆石年龄为  $\sim 2.20$  Ga, 表明其原岩沉积时代为古元古代, 而不是以往认为的太古宙, 混合岩化事件年龄为 1.84 Ga。锆石核部  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值为  $2.7 \sim -16.2$ , Hf 同位素地壳模式年龄为  $3.7 \sim 2.8$  Ga, 锆石增生边的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值为  $-7.5 \sim -18.6$ , 峰值为  $-15$ , Hf 同位素地壳模式年龄为  $3.6 \sim 2.9$  Ga。锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值基本为负值说明这些岩石主要来自于地壳岩石的部分熔融, Hf 同位素两阶段模式年龄的峰值在  $\sim 3.4$  Ga, 表明它们可能主要来源于阿尔丹地盾下地壳物质的部分熔融。这些年龄资料将为西伯利亚克拉通东南缘地质构造演化提供重要的年代学制约。

**关键词:** 锆石 U-Pb 年龄, Hf 同位素, 混合岩化黑云斜长片麻岩, 斯塔诺夫, 西伯利亚克拉通, 俄罗斯

中图分类号: P588.34<sup>+</sup>5; P597

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2011)05-0873-10

## Recognition of the 1.84 Ga tectono-thermal event in the southeastern margin of the Siberian craton: record from zircon U-Pb dates and Hf isotopes of migmatitic biotite plagioclase gneiss from the southern edge of southern Stanov belt, Tydna, Far East, Russia

WANG Yan-bin<sup>1</sup>, TONG Ying<sup>1</sup>, WANG Tao<sup>1</sup>, ANDREY Sorokin<sup>2</sup>, HAN Juan<sup>1</sup> and HOU Ke-jun<sup>3</sup>

(1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Regional Geology and Hydrology Division, Amur Research Center of Russian Academy of Sciences, 675006, Blagovestzhenk, Russia; 3. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

**Abstract:** The formation of the Columbian supercontinent at 1.9~1.8 Ga has been a topic of wide interest in recent years. The assemblage of the supercontinent has been recorded in the Siberian craton by the 1.9~1.8 Ga high grade metamorphic belt. The U-Pb zircon geochronological study has gained a new insight into the geological evolution of the southeastern margin of the Siberian craton. Zircons from migmatitic biotite plagioclase gneiss show core-rim textures in cathodoluminescence (CL) image. Core features indicate detrital deposits of magmatic origin zircons. Structureless overgrowths are metamorphic in origin. The four age groups of detrital cores are  $\geq 2.57$ ,  $\sim 2.39$ ,  $\sim 2.33$  and  $\sim 2.20$  Ga. The age of migmatitic overgrowths is 1.84 Ga. It is therefore suggested that the sediments were deposited at  $\sim 2.20$  Ga and derived from Archean and Paleoproterozoic source rocks.

收稿日期: 2011-06-28; 修订日期: 2011-08-04

基金项目: 国家自然科学基金重点资助项目(90714006); 中国地质调查局项目(1212011121066)

作者简介: 王彦斌(1966-), 男, 博士, 研究员, 从事同位素地质年代学和地球化学研究工作, E-mail: yanbinw@cags.ac.cn.

These data indicate that the metamorphic rocks were formed in Paleoproterozoic instead of Archaean as conventionally thought. Hafnium analysis shows that the cores of zircons from migmatitic felsic gneiss have negative or positive as well as variable  $\epsilon\text{Hf}(t)$  values ( $-16.2$  to  $+2.7$ ) and Archean (3.7 to 2.8 Ga) depleted-mantle model ages, the overgrowths of zircon have negative variable  $\epsilon\text{Hf}(t)$  values ( $-18.6$  to  $-7.5$ ) and Archean (3.6 to 2.9 Ga) depleted-mantle model ages. The  $\epsilon\text{Hf}(t)$  values of most zircon cores are negative, indicative of a recycled continental crust. The source region of these magmas might have been related to Archean material of the Aldan Craton, suggesting derivation from an isotopically heterogeneous old crust source. U-Pb in situ zircon dating shows a 1.84 Ga overgrowth of zircons in migmatitic gneiss, implying Paleoproterozoic migmatization. The 1.84 Ga age of the migmatization event is correlated with the 1.9~1.8 Ga high grade metamorphism recorded in other regions of the world such as North America craton, Greenland, Baltica, and North China Craton, and was probably related to the formation of the Columbia.

**Key words:** zircon U-Pb ages; Hf isotope; migmatitic biotite plagioclase gneiss; Stanov; Siberian craton; Russia

作为超大陆重建的一部分,西伯利亚克拉通在古元古代 Columbia 超大陆和中新元古代 Rodinia 超大陆的的重建中显得十分重要(Rogers and Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2002; Pisarevsky and Natapov, 2003; Pisarevsky *et al.*, 2008; Evans and Mitchell, 2011)。Columbia 超大陆形成于 1.9~1.8 Ga, 随后在 1.7~1.3 Ga 期间发生裂解(Hoffman, 1991; Evans and Mitchell, 2011)。西伯利亚克拉通拼合引起的主要构造和变质事件大约发生在 2.1~1.8 Ga (Rosen *et al.*, 1994; Rosen, 2003), 劳伦(Laurentia)古克拉通拼合也发生在大致相同的时间(Hoffman, 1991), 这个时间段与全球各个大陆的重要造山事件时间也广泛一致(Zhao *et al.*, 2002), 故该时间段的构造热事件很可能与 Columbia 超级大陆的拼合有关(Hoffman, 1991; Condie and Rosen, 1994; Frost *et al.*, 1998; Ernst *et al.*, 2000; Pisarevsky and Natapov, 2003)。

西伯利亚克拉通是由大部分太古宙麻粒岩-片麻岩和花岗绿岩带杂岩体被显生宙缝合带包围的拼合体(Zonenshain *et al.*, 1990; Parfenov, 1991; Rosen *et al.*, 2005), 它由大量的地质单元组成(图 1), 这些地质单元通过~2.6 Ga 和~1.8 Ga 的构造热事件增生形成单一的克拉通(Rosen and Turkina, 2007)。基底主要出露在阿尔丹(Aldan)-Stanovoy 和 Anabar 以及 Yenisey 的隆起区, 其余则上覆 2~14 km 厚的中元古至早白垩世的沉积物及二叠—三叠纪的火山岩(图 1)。位于西伯利亚克拉通东南部的阿尔丹地块从东到西长 1 200 km, 宽约 300~400 km, 一般认为它由两个太古宙基底块体组成(Pisarevsky and Natapov, 2003; Rosen and Turkina,

2007), 即北部的阿尔丹地盾和南部的斯塔诺夫(Stanov)带, 二者在 1.93 Ga 时沿现在的 Kalar 剪切碰撞带缝合, 以 Sutam 地块之上的高压麻粒岩为标志(Rosen and Turkina, 2007)。阿尔丹地盾由太古宙花岗-绿岩带和高级片麻岩地块组成。斯塔诺夫带包括角闪岩-麻粒岩相片麻岩和表壳岩, 也被认为是太古宙的岩石(Rosen *et al.*, 1994; 李廷栋等, 2008), 当然, 斯塔诺夫带中生代时构造活化也十分强烈, 是与亚洲板块拼合作用的结果。斯塔诺夫带东部 Gilyuy 河地区广泛出露黑云母±石榴石副片麻岩、英云闪长质和花岗质片麻岩, 这些含堇青石-斜方辉石-单斜辉石-角闪石-钾长石的副片麻岩可能源于主要为沉积岩的表壳岩, 其中可能有部分长英质火山岩。英云闪长质和花岗质片麻岩含分散的镁铁质岩石包体, 并被变形变质的镁铁质岩墙穿切。英云闪长片麻岩原岩年龄为晚太古代的  $2\ 785 \pm 5$  Ma, 片麻岩锆石增生边年龄  $1\ 960 \pm 25$  Ma 和镁铁质岩墙锆石年龄  $1\ 924 \pm 24$  Ma 被解释为中元古代构造热事件的锆石生长记录(Nutman *et al.*, 1992)。斯塔诺夫带西部 Mogochinski 地区岩性主要为变基性岩、含堇青石和紫苏辉石的副片麻岩系和英云闪长质至花岗闪长质混合片麻岩, 变基性岩的锆石年龄  $1\ 873 \pm 6$  Ma 被认为是高级变质热事件的记录。斯塔诺夫带西边 Akitkan 似环斑花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为  $1\ 800 \pm 30$  Ma (Smelov and Timofeev, 2007), 显示非造山作用的年代。总之, 该区花岗岩部分熔融体和变质镁铁质岩墙锆石定年结果及野外和岩相学研究显示, 斯塔诺夫带在 1 870~1 960 Ma 受到角闪岩-麻粒岩相变质、混合岩化和变形作用的影响(Nutman *et al.*, 1992)。

由于地理和政治的原因,人们对俄罗斯远东地区西伯利亚东南缘的斯塔诺夫带南缘与蒙古—鄂霍次克中生代活动带接触部位的前寒武纪变质岩石了解甚少,该区域岩石地质年代学资料的缺乏限制了对该区地壳演化的认识。为了获得西伯利亚陆块东南缘前寒武纪演化历史,笔者于 2008 年 9 月沿西伯利亚东南缘斯塔诺夫带南缘开展了野外地质调

查。研究区多被原始森林覆盖,露头稀少,本文报道采自腾达(Tynda)南斯塔诺夫带的混合岩化黑云斜长片麻岩中锆石的 U-Pb 年龄和 Hf 同位素分析结果(图 1)并分析锆石增生边记录的构造热事件年龄,以期获得该区的地质演化历史,为古大陆重建提供同位素年代学依据。

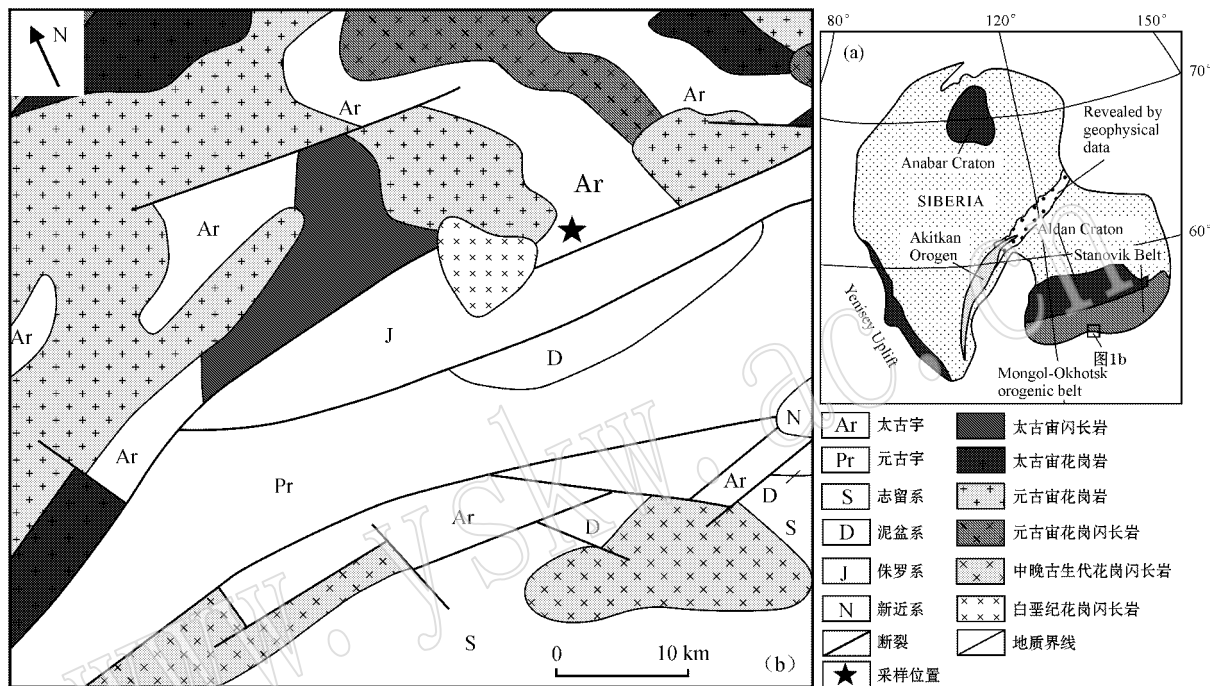


图 1 西伯利亚东南缘地质简图(据 Zhao *et al.*, 2002; 李廷栋等, 2008)

Fig. 1 Simplified geological map of the southeastern margin of the Siberian Craton (after Zhao *et al.*, 2002; Li Tingdong *et al.*, 2008)

## 1 样品特征

采自俄罗斯远东腾达(Tynda)南斯塔诺夫带最南缘宿营地(GPS 位置: N54°21.516', E124°35.649')的混合岩化黑云斜长片麻岩 R80908-7A, 主要由黑云母、斜长石和石英组成, 含极少量的钾长石, 其中黑云母定向分布, 长英质组分与黑云母组分成条带状产出, 副矿物主要为磁铁矿、锆石。样品锆石为浅黄色透明状, 阴极发光图像(图 2)显示锆石呈浑圆状, 具核边结构, 晶体核部有的见典型的岩浆结晶环带, 锆石的增生边宽窄不一, 宽的增生边包裹的部分锆石核很小, 部分锆石显示溶蚀核的重结晶锆石特征(图 2, 锆石颗粒 17.1), 具高级变质作用特征(Williams, 2001)。

## 2 分析方法

锆石激光剥蚀等离子体质谱 U-Pb 定年及 Hf 同位素测试分析在中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 实验室完成, 所用仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统。激光剥蚀所用斑束直径为 25  $\mu\text{m}$ , 频率为 10 Hz, 能量密度约为 2.5 J/cm<sup>2</sup>, 以 He 为载气。信号较弱的 <sup>207</sup>Pb、<sup>206</sup>Pb、<sup>204</sup>Pb (+ <sup>204</sup>Hg) 用离子计数器(multi-ion-counters)接收, <sup>202</sup>Hg、<sup>208</sup>Pb、<sup>232</sup>Th、<sup>238</sup>U 信号用法拉第杯接收, 实现了所有目标同位素信号的同时接收并使不同质量数的峰基本平坦, 进而获得高精度的数据。均匀锆石颗粒 <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb、<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U、<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U 的测试精度(2 $\sigma$ )

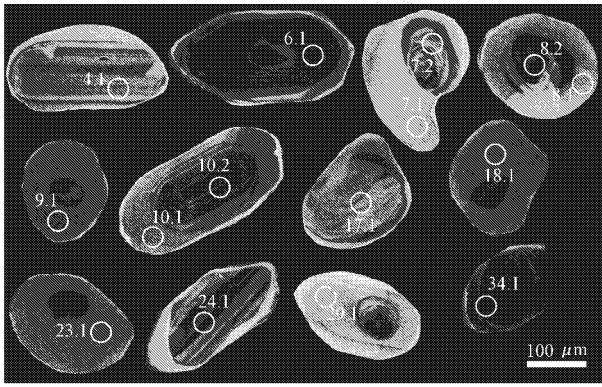


图2 混合岩化黑云斜长片麻岩中部分锆石阴极发光照片

Fig. 2 CL images of zircons from migmatitic biotite plagioclase gneiss

均为2%左右,对锆石标准的定年精度和准确度在1%( $2\sigma$ )左右。LA-MC-ICP-MS激光剥蚀采样采用单点剥蚀的方式,数据分析前用锆石GJ-1进行调试仪器,使之达到最优状态,锆石U-Pb定年以锆石GJ-1为外标,U、Th含量以锆石M127( $U = 923 \times 10^{-6}$ ,  $Th = 439 \times 10^{-6}$ ,  $Th/U = 0.475$ , Nasdala *et al.*, 2008)为外标进行校正。测试过程中在每测定5~7个样品前后重复测定两个锆石GJ1对样品进行校正,并测量1个锆石Plesovice,观察仪器的状态以保证测试的精确度。数据处理采用ICPMS Data-Cal 4.3程序(Liu *et al.*, 2008),进行普通铅校正, $^{204}Pb$ 由离子计数器检测,对 $^{204}Pb$ 含量异常高的分析点在计算时剔除,锆石年龄谐和图用Isoplot 3.0程序获得。详细实验测试过程可参见侯可军等(2009)。样品分析过程中,Plesovice标样作为未知样品的分析结果( $337.0 \pm 2.3$  Ma  $2\sigma$ ,  $m = 4$ ,  $MSWD = 0.09$ ),对应的年龄推荐值为 $337.13 \pm 0.37$  ( $2\sigma$ ) (Slama *et al.*, 2008),两者在误差范围内完全一致。

Hf同位素激光束斑直径为40  $\mu m$ ,激光剥蚀时间为27 s,测定时采用锆石GJ-1做外标, $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值分别为为 $0.282013 \pm 19$  ( $2\sigma$ ) (Elhoulou *et al.*, 2006) and  $0.282680 \pm 31$  ( $2\sigma$ ) (Wu *et al.*, 2006)。本次实验测试其 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 的平均值为 $0.282004 \pm 0.000032$  ( $2\sigma$ ,  $n = 30$ ),分析流程及校正参见侯可军等(2007)。

### 3 锆石U-Pb定年和Hf同位素分析结果

采用LA-MC-ICP-MS技术对样品R80908-7A

中锆石核部和锆石增生边分别进行了U-Pb年龄分析,其中岩浆结晶锆石核部分分析了25个微区(含5个核部重结晶锆石部分微区),锆石增生边分析了15个微区。分析结果列入表1,相应的U-Pb谐和图见图3。

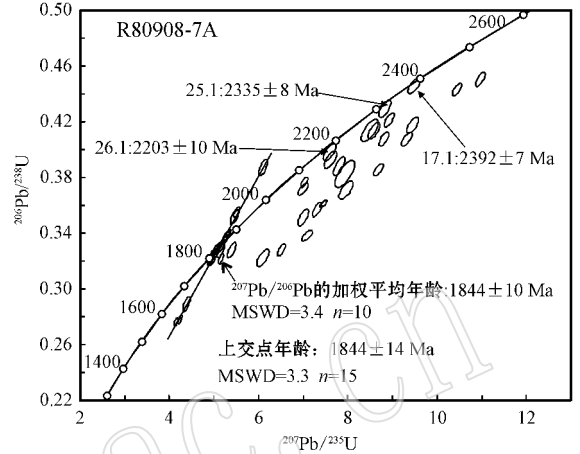


图3 混合岩化黑云斜长片麻岩的锆石一致曲线图  
Fig. 3 U-Pb concordia diagrams of migmatitic biotite plagioclase gneiss

由表1可见,锆石核部的 $U = 107 \times 10^{-6} \sim 973 \times 10^{-6}$ ,  $Th = 43 \times 10^{-6} \sim 469 \times 10^{-6}$ ,  $Th/U = 0.17 \sim 0.87$ ;核部重结晶部分 $U = 45 \times 10^{-6} \sim 155 \times 10^{-6}$ ,  $Th = 34 \times 10^{-6} \sim 83 \times 10^{-6}$ ,  $Th/U = 0.24 \sim 1.37$ ;锆石增生边的 $U = 20 \times 10^{-6} \sim 394 \times 10^{-6}$ ,  $Th = 15 \times 10^{-6} \sim 333 \times 10^{-6}$ ,  $Th/U = 0.13 \sim 6.64$ 。锆石核部及核部重结晶部分记录的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄跨度较大,且部分区域有Pb丢失,其年龄可分为4组,即 $\geq 2.57$ 、 $\sim 2.39$ 、 $\sim 2.33$ 和 $\sim 2.20$  Ga,解释为锆石的原岩时代为新太古代至古元古代,可能含4组岩浆源区(即 $\geq 2.57$ 、 $\sim 2.39$ 、 $\sim 2.33$ 和 $\sim 2.20$  Ga)。锆石增生边的10个分析点近谐和年龄(谐和度为近98%至106%)的加权平均年龄为 $1844 \pm 10$  Ma,  $MSWD = 3.4$ ,所有15个分析点的交点年龄为 $1844 \pm 14$  Ma,  $MSWD = 3.3$ 。该锆石增生边 $\sim 1.84$  Ga的年龄被解释为混合岩化作用的事件年龄。

样品中39粒锆石的 $^{176}Yb/^{177}Hf$ 和 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值范围分别为 $0.001384 \sim 0.043696$ 和 $0.000021 \sim 0.000934$ (表2)。 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值小于0.002,表明这些锆石在形成以后由放射性同位素 $^{176}Lu$ 衰变而形成的放射成因 $^{176}Hf$ 很少,因而可以用初始 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值代表锆石形成时的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值(吴福元等,2007)。如果把锆石的U-Pb定年和Lu-

表 1 混合岩化黑云斜长片麻岩中锆石 LA-MC-ICPMS U-Pb 分析数据

Table 1 LA-MC-ICPMS U-Pb isotopic analytical data of migmatitic biotite plagioclase gneiss

点号	$w_B/10^{-6}$			Th /U	同位素比值						谐和度	年龄/Ma					
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
					$1\sigma$	$1\sigma$	$1\sigma$	$1\sigma$	$1\sigma$	$1\sigma$		$1\sigma$					
1.1r	32	96	36	2.69	0.109 0	0.000 5	4.154	0.033	0.276 3	0.002 0	88	1 783	7	1 665	7	1 573	10
2.1c	269	312	440	0.71	0.163 2	0.000 5	8.687	0.078	0.385 7	0.002 9	84	2 489	7	2 306	8	2 103	13
3.1r	56	38	234	0.16	0.110 5	0.000 3	4.239	0.033	0.278 2	0.002 2	88	1 808	6	1 682	6	1 582	11
4.1c	87	112	152	0.74	0.136 3	0.000 5	6.995	0.072	0.371 6	0.002 9	93	2 181	8	2 111	9	2 037	14
5.1re	46	38	121	0.32	0.135 2	0.000 5	7.021	0.056	0.376 4	0.002 5	95	2 166	6	2 114	7	2 059	12
6.1c	271	142	540	0.26	0.170 9	0.000 4	10.445	0.071	0.443 1	0.003 0	92	2 567	5	2 475	6	2 364	13
7.1r	41	105	32	3.29	0.113 3	0.000 5	5.156	0.042	0.329 9	0.002 3	99	1 853	7	1 845	7	1 838	11
7.2c	76	50	165	0.31	0.149 0	0.000 4	8.831	0.091	0.429 4	0.004 2	99	2 335	8	2 321	9	2 303	19
8.1r	77	38	294	0.13	0.116 2	0.000 3	5.153	0.040	0.321 5	0.002 4	95	1 899	6	1 845	7	1 797	12
8.2c	170	123	327	0.38	0.165 8	0.000 4	9.318	0.078	0.407 3	0.003 3	88	2 516	6	2 370	8	2 202	15
9.1r	44	114	27	4.16	0.113 2	0.000 5	5.261	0.050	0.337 0	0.003 0	101	1 851	8	1 863	8	1 872	14
10.1r	35	38	89	0.43	0.113 6	0.000 4	5.323	0.033	0.339 7	0.002 1	101	1 858	5	1 872	5	1 885	10
10.2c	175	132	440	0.30	0.149 5	0.000 5	7.453	0.050	0.361 2	0.001 8	85	2 340	5	2 167	6	1 988	8
11.1r	53	132	28	4.75	0.112 5	0.000 5	5.509	0.045	0.355 2	0.002 5	106	1 840	7	1 902	7	1 959	12
12.1r	37	79	33	2.41	0.112 1	0.000 6	5.108	0.041	0.330 4	0.002 3	100	1 834	7	1 838	7	1 840	11
13.1r	43	99	22	4.51	0.112 6	0.000 7	5.462	0.059	0.351 7	0.003 3	105	1 842	9	1 895	9	1 943	16
14.1r	41	93	26	3.61	0.114 3	0.000 6	6.101	0.065	0.387 1	0.004 0	113	1 870	9	1 990	9	2 109	19
15.1c	345	152	689	0.22	0.176 7	0.000 6	10.972	0.072	0.450 6	0.003 4	91	2 622	6	2 521	6	2 398	15
16.1c	375	248	790	0.31	0.156 8	0.000 5	8.810	0.069	0.407 6	0.003 3	91	2 421	6	2 318	7	2 204	15
17.1re	75	51	139	0.37	0.154 1	0.000 5	9.485	0.090	0.445 9	0.003 7	99	2 392	7	2 386	9	2 377	17
18.1r	30	72	23	3.16	0.111 6	0.000 7	5.028	0.065	0.326 5	0.003 7	100	1 826	10	1 824	11	1 821	18
19.1c	184	208	308	0.68	0.149 9	0.000 6	7.929	0.145	0.382 4	0.006 3	89	2 345	14	2 223	17	2 088	30
20.1c	119	48	286	0.17	0.153 6	0.000 4	8.927	0.072	0.421 3	0.003 3	95	2 386	6	2 331	7	2 266	15
21.1r	33	66	51	1.29	0.111 1	0.000 5	4.918	0.046	0.320 8	0.002 7	99	1 818	8	1 805	8	1 794	13
22.1re	32	51	69	0.73	0.119 4	0.000 5	5.397	0.062	0.327 8	0.003 7	94	1 948	9	1 884	10	1 827	18
23.1r	53	135	20	6.64	0.111 8	0.000 6	4.980	0.065	0.322 9	0.004 0	99	1 830	11	1 816	11	1 804	19
24.1c	274	290	504	0.57	0.146 0	0.000 6	7.808	0.086	0.388 1	0.004 5	92	2 300	9	2 209	10	2 114	21
25.1re	64	34	139	0.24	0.150 5	0.000 4	8.588	0.086	0.413 6	0.004 0	95	2 352	8	2 295	9	2 231	18
26.1re	38	59	45	1.31	0.138 1	0.000 7	7.595	0.096	0.398 2	0.004 2	98	2 203	10	2 184	11	2 161	19
27.1c	52	43	107	0.40	0.140 4	0.000 8	7.611	0.094	0.392 8	0.004 1	96	2 232	10	2 186	11	2 136	19
28.1re	92	83	155	0.53	0.148 5	0.000 7	8.489	0.125	0.413 7	0.005 3	96	2 328	11	2 285	13	2 232	24
29.1r	28	15	103	0.14	0.113 8	0.000 4	5.151	0.063	0.328 6	0.004 2	98	1 860	10	1 845	10	1 831	20
30.1c	184	211	382	0.55	0.144 5	0.000 4	7.000	0.079	0.351 3	0.004 1	85	2 282	9	2 111	10	1 941	20
31.1c	329	329	844	0.39	0.136 7	0.000 6	6.095	0.093	0.322 3	0.004 1	82	2 185	12	1 990	13	1 801	20
32.1c	476	469	971	0.48	0.151 7	0.001 0	7.088	0.079	0.338 2	0.002 5	79	2 365	10	2 122	10	1 878	12
33.1c	304	409	473	0.87	0.148 4	0.000 4	7.311	0.071	0.357 0	0.003 3	85	2 328	8	2 150	9	1 968	16
34.1c	266	138	556	0.25	0.164 1	0.000 4	9.456	0.089	0.417 6	0.003 8	90	2 498	7	2 383	9	2 249	17
35.1c	286	218	606	0.36	0.155 3	0.000 6	7.957	0.105	0.370 9	0.004 4	85	2 405	10	2 226	12	2 034	21
36.1r	136	333	114	2.92	0.110 1	0.000 4	4.387	0.053	0.288 9	0.003 5	91	1 800	10	1 710	10	1 636	17
37.1c	407	373	973	0.38	0.143 8	0.000 6	6.513	0.061	0.328 1	0.002 9	80	2 274	7	2 048	8	1 829	14

注：r—边；c—核；re—重结晶。

Hf 同位素相结合 就能够对寄主岩石的形成时代和成因提供重要信息。从表 2 可以看出锆石增生边区域显示出低的  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值(0.000 021 ~ 0.000 222), 而锆石核部及核部重结晶部分总体上具有相对较高的  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值(0.000 058 ~ 0.000 934)。增生边的  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值总体上比

石核部低,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值则比锆石核部高(图 4), 如锆石颗粒 7.1 区域增生边  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值 0.000 021,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值 0.281 151, 核部 7.2 区域  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值 0.000 328,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值 0.281 025。锆石颗粒 8.1 区域增生边  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值 0.000 222,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值 0.281 372。核部 8.2 区域

表 2 混合岩化黑云斜长片麻岩锆石 Hf 同位素分析结果  
Table 2 Zircon Hf isotopic compositions of migmatitic biotite plagioclase gneiss

点号	$t/\text{Ma}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma_m$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_\lambda$	$\epsilon\text{Hf}(0)$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$2\sigma$	$T_{\text{DM}}/\text{Ma}$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$
1. 1r	1783	0.003 496	0.000 061	0.281 127	0.000 025	0.281 125	-58.2	-18.6	0.9	2 887	3 591	-1.00
2. 1c	2 489	0.024 013	0.000 491	0.281 106	0.000 022	0.281 083	-58.9	-3.9	0.8	2 946	3 230	-0.99
3. 1r	1 808	0.001 384	0.000 026	0.281 245	0.000 023	0.281 244	-54.0	-13.8	0.8	2 728	3 317	-1.00
4. 1c	2 181	0.009 623	0.000 166	0.281 105	0.000 025	0.281 098	-59.0	-10.5	0.9	2 924	3 395	-0.99
5. 1re	2 166	0.033 545	0.000 629	0.281 178	0.000 025	0.281 152	-56.4	-8.9	0.9	2 860	3 286	-0.98
6. 1c	2 567	0.036 751	0.000 718	0.281 162	0.000 024	0.281 126	-57.0	-0.6	0.8	2 889	3 086	-0.98
7. 1r	1 853	0.001 422	0.000 021	0.281 151	0.000 022	0.281 151	-57.3	-16.1	0.8	2 851	3 491	-1.00
7. 2c	2 335	0.017 363	0.000 328	0.281 025	0.000 028	0.281 010	-61.8	-10.0	1.0	3 042	3 486	-0.99
8. 1r	1 899	0.011 719	0.000 222	0.281 372	0.000 029	0.281 364	-49.5	-7.5	1.0	2 572	2 998	-0.99
8. 2c	2 516	0.034 584	0.000 710	0.281 048	0.000 020	0.281 013	-61.0	-5.8	0.7	3 042	3 363	-0.98
9. 1r	1 851	0.004 083	0.000 075	0.281 176	0.000 021	0.281 174	-56.4	-15.3	0.8	2 822	3 442	-1.00
10. 1r	1 858	0.002 298	0.000 041	0.281 273	0.000 021	0.281 272	-53.0	-11.7	0.7	2 691	3 224	-1.00
10. 2c	2 340	0.041 250	0.000 877	0.281 205	0.000 020	0.281 166	-55.4	-4.4	0.7	2 842	3 145	-0.97
11. 1r	1 840	0.002 872	0.000 054	0.281 201	0.000 022	0.281 199	-55.6	-14.7	0.8	2 788	3 394	-1.00
12. 1r	1 834	0.005 933	0.000 118	0.281 195	0.000 019	0.281 191	-55.8	-15.1	0.7	2 801	3 415	-1.00
13. 1r	1 842	0.002 009	0.000 037	0.281 138	0.000 019	0.281 136	-57.8	-16.8	0.7	2 871	3 529	-1.00
14. 1r	1 870	0.004 545	0.000 102	0.281 178	0.000 018	0.281 175	-56.4	-14.8	0.6	2 822	3 427	-1.00
15. 1c	2 622	0.043 696	0.000 934	0.281 197	0.000 023	0.281 150	-55.7	1.6	0.8	2 857	2 998	-0.97
16. 1c	2 421	0.046 081	0.000 933	0.281 198	0.000 019	0.281 155	-55.7	-2.9	0.7	2 856	3 117	-0.97
17. 1re	2 392	0.009 785	0.000 179	0.281 067	0.000 020	0.281 059	-60.3	-7.0	0.7	2 974	3 343	-0.99
19. 1c	2 345	0.010 438	0.000 236	0.281 193	0.000 018	0.281 182	-55.8	-3.7	0.6	2 812	3 107	-0.99
20. 1c	2 386	0.021 975	0.000 491	0.281 137	0.000 017	0.281 115	-57.8	-5.1	0.6	2 905	3 226	-0.99
21. 1r	1 818	0.004 944	0.000 098	0.281 131	0.000 019	0.281 128	-58.0	-17.7	0.7	2 884	3 563	-1.00
22. 1re	1 948	0.006 007	0.000 116	0.281 091	0.000 018	0.281 086	-59.5	-16.2	0.6	2 939	3 569	-1.00
23. 1r	1 830	0.002 207	0.000 043	0.281 185	0.000 019	0.281 183	-56.1	-15.4	0.7	2 809	3 434	-1.00
24. 1c	2 300	0.024 447	0.000 543	0.281 242	0.000 020	0.281 218	-54.1	-3.4	0.7	2 768	3 057	-0.98
25. 1re	2 352	0.021 151	0.000 437	0.281 101	0.000 016	0.281 082	-59.1	-7.1	0.6	2 949	3 320	-0.99
26. 1re	2 203	0.002 933	0.000 058	0.281 141	0.000 019	0.281 138	-57.7	-8.5	0.7	2 868	3 293	-1.00
27. 1c	2 232	0.005 336	0.000 098	0.281 102	0.000 018	0.281 098	-59.0	-9.3	0.6	2 922	3 361	-1.00
28. 1re	2 328	0.018 070	0.000 388	0.281 181	0.000 017	0.281 164	-56.3	-4.7	0.6	2 839	3 158	-0.99
29. 1r	1 860	0.004 401	0.000 082	0.281 740	0.000 016	0.281 737	-36.5	4.9	0.6	2 070	2 204	-1.00
30. 1c	2 282	0.029 367	0.000 678	0.280 944	0.000 018	0.280 915	-64.6	-14.7	0.6	3 178	3 726	-0.98
31. 1c	2 185	0.030 467	0.000 646	0.281 178	0.000 020	0.281 151	-56.4	-8.5	0.7	2 862	3 277	-0.98
32. 1c	2 365	0.033 567	0.000 692	0.281 175	0.000 018	0.281 143	-56.5	-4.6	0.6	2 870	3 178	-0.98
33. 1c	2 328	0.029 831	0.000 638	0.281 079	0.000 019	0.281 050	-59.9	-8.8	0.7	2 994	3 403	-0.98
34. 1c	2 498	0.025 601	0.000 527	0.281 197	0.000 018	0.281 172	-55.7	-0.5	0.7	2 827	3 031	-0.98
35. 1c	2 405	0.036 589	0.000 803	0.281 359	0.000 023	0.281 322	-50.0	2.7	0.8	2 629	2 764	-0.98
36. 1r	1 800	0.004 480	0.000 080	0.281 426	0.000 016	0.281 423	-47.6	-7.6	0.6	2 491	2 932	-1.00
37. 1c	2 274	0.029 201	0.000 617	0.281 164	0.000 020	0.281 137	-56.9	-6.9	0.7	2 878	3 250	-0.98

a)  $\epsilon\text{Hf}(t) = 10\,000 \times \left[ \left( \frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} - \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right) \right) / \left( \frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} - \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right) - 1 \right) \right]; T_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln \left\{ 1 + \left[ \frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} - \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right) \right] / \left( \frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} - \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right) - 1 \right) \right\}; T_{\text{DM}}^{\text{C}} = T_{\text{DM}} - (T_{\text{DM}} - t) \times [(f_{\text{CC}} - f_{\text{S}}) / (f_{\text{CC}} - f_{\text{DM}})]; f_{\text{Lu}/\text{Hf}} = \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right) / \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{CHUR}} - 1; \text{其中: } \lambda = 1.867 \times 10^{-11} / \text{a} \text{ (Soderlund et al., 2004)}; \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{S}} \text{ 和 } \left( \frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{S}} \text{ 为样品测量值}; \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{CHUR}} = 0.033\,2, \left( \frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{CHUR}} = 0.282\,772 \text{ (Blichert-Toft and Albarède, 1997)}; \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{DM}} = 0.038\,4, \left( \frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{DM}} = 0.283\,25 \text{ (Griffin et al., 2002)}; \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{平均地壳}} = 0.015; f_{\text{CC}} = \left[ \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{平均地壳}} / \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{CHUR}} - 1 \right]; f_{\text{S}} = f_{\text{Lu}/\text{Hf}} / f_{\text{DM}} = \left[ \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{DM}} / \left( \frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{DM}}} \right)_{\text{CHUR}} - 1 \right]; t \text{ 为锆石结晶年龄。}$

$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值 0.000 710,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值 0.281 205。初始  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  (校正到表观年龄的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ) 值域宽广, 其值从 0.280 915 到 0.281 737。锆石增生边 29.1 区域  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值显著高, 这可能是变质作用引起的类似于新生地壳

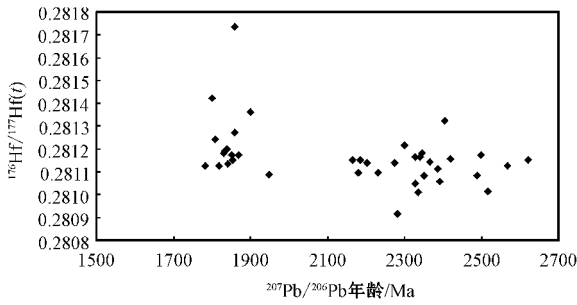


图 4 校正到表观年龄的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$ - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄图

Fig. 4  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$  corrected to apparent ages versus apparent  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age plot

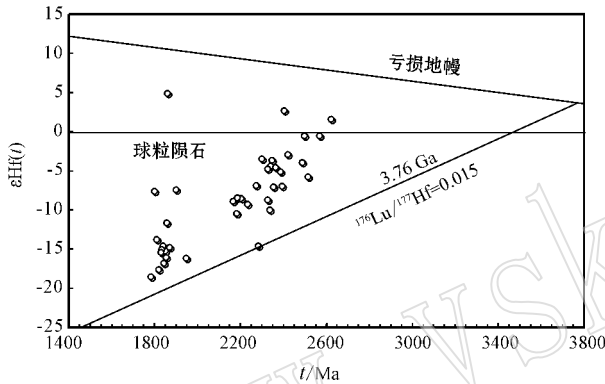


图 5 混合岩化黑云斜长片麻岩锆石  $\epsilon\text{Hf}(t)-t$  图解

Fig. 5  $\epsilon\text{Hf}(t)-t$  plot for zircons from migmatitic biotite plagioclase gneiss

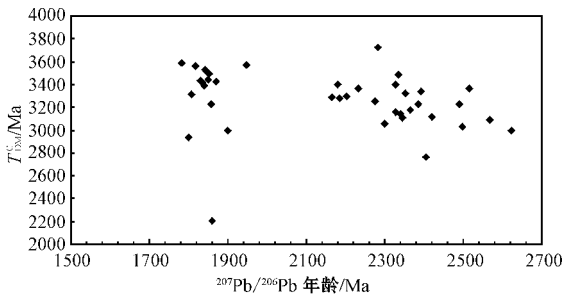


图 6 校正到表观年龄的 Hf 模式年龄对表观  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄图

Fig. 6  $T_{\text{DM}}$  (depleted mantle Hf model age) versus apparent  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age diagram

的高  $\epsilon\text{Hf}(t)$  假像 (Flowerdew *et al.*, 2006; 郑永飞等, 2007)。除去增生边 29.1, 其他锆石增生边的  $\epsilon\text{Hf}(t)$  值为  $-7.5 \sim -18.6$ 。锆石增生边 Hf 同位素地壳模式年龄为  $2.9 \sim 3.6$  Ga (图 5、图 6)。

样品中锆石核部区域的  $\epsilon\text{Hf}(t)$  值为  $2.7 \sim -16.2$ , Hf 同位素地壳模式年龄为  $2.8 \sim 3.7$  Ga (图 5、图 6)。锆石核部区域的  $\epsilon\text{Hf}(t)$  值变化范围大, 说明源区同位素不均一, 其主要为负值, 说明这些岩石主要来自地壳岩石的部分熔融。 $2.8 \sim 3.7$  Ga 的锆石 Hf 同位素两阶段模式年龄, 表明它们可能主要来源于阿尔丹地盾下地壳物质的部分熔融。

## 4 讨论和结论

### 4.1 混合岩化黑云斜长片麻岩原岩形成时代和混合岩化作用时代

本文研究的混合岩化黑云斜长片麻岩属于前人研究的斯塔诺夫带广泛出露的黑云母 ± 石榴石副片麻岩的一部分 (Nutman *et al.*, 1992; Rosen and Turkina, 2007)。该岩石从野外弱变形域露头上可见其长英质组分与黑云母组分条带状产出, 主要矿物组成为斜长石、石英和黑云母。根据岩石的矿物组成和相对含量, 并结合锆石晶粒中有滚圆的核心等特征综合判断, 上述混合岩化黑云斜长片麻岩的原岩为典型的沉积岩。原先定为太古宙的混合岩化黑云斜长片麻岩的锆石核部及核部重结晶部分记录的  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄可分为 4 组, 即  $\geq 2.57$ 、 $\sim 2.39$ 、 $\sim 2.33$  和  $\sim 2.20$  Ga, 可靠的最年轻碎屑锆石年龄为  $\sim 2.20$  Ga, 表明其原岩沉积时代为古元古代, 而不是以往认为的太古宙。锆石增生边  $\sim 1.84$  Ga 的年龄应该反映构造热事件的年龄, 结合斯塔诺夫带经历了角闪岩-麻粒岩相变质及混合岩化作用, 故将锆石增生边  $\sim 1.84$  Ga 的年龄解释为混合岩化作用的事件年龄, 认为该区混合岩化事件年龄为 1.84 Ga。显然, 原先地质图标注的太古宙需要修正。

### 4.2 混合岩化作用对锆石 Hf 同位素影响及混合岩化黑云斜长片麻岩的原岩岩浆源区及成因

Hf 同位素测试结果显示, 样品锆石核部区域  $\epsilon\text{Hf}(t)$  范围分布为  $2.7 \sim -17.7$ , 具有中元古代-古元古代的两阶段 Hf 同位素模式年龄 ( $3.7 \sim 2.8$  Ga), 主体为  $\sim 3.4$  Ga (图 7)。锆石 Hf 二阶段模式年龄反映其源区物质从亏损地幔被抽取的地壳平均存留年龄, 也就是地壳生长的时间 (Nebel *et al.*, 2007)。在  $\epsilon\text{Hf}(t)-t$  图解上 (图 5), 这些锆石的 Hf 同位素位于太古宙地壳演化范围内, 这一特征可能被解释为阿尔丹地盾下地壳物质的部分熔融所致。

除去锆石增生边 29.1 区域 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值显著高、 $\epsilon\text{Hf}(t)$  值明显偏高的假象、造成 Hf 同位素模式年龄也稍年轻一些外,其他锆石增生边的  $\epsilon\text{Hf}(t)$  值为  $-7.5 \sim -18.6$  峰值为  $-15$ , 锆石 Hf 同位素地壳模式年龄 (3.6~2.9 Ga), 锆石核具不同年龄, 显示不同的 Hf 同位素成分和宽范围变化的  $\epsilon\text{Hf}(t)$  值, 故锆石核代表这些锆石来自具不同 Hf 同位素成分的不

同来源。由于该片麻岩原岩锆石年龄不同, 其 Hf 同位素组成不同, 在混合岩化过程中其 Lu、Hf 在锆石中的地球化学行为及增生锆石的形成方式、流体活动等导致锆石增生边比其核部具相对低的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值和相对高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值, 锆石核和增生边结构说明混合岩化过程中锆石熔融时 Hf 会释放进熔体。

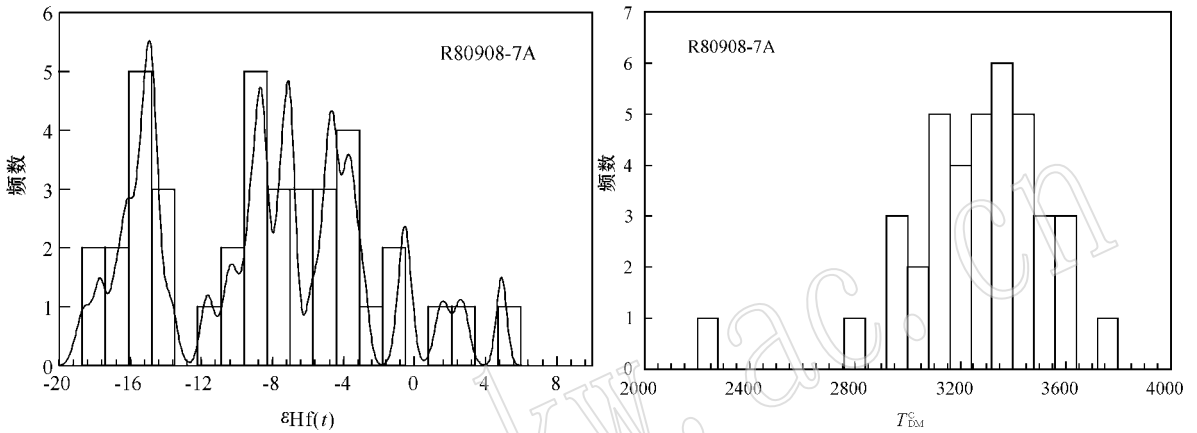


图7 混合岩化黑云斜长片麻岩锆石  $\epsilon\text{Hf}(t)$  和地壳模式年龄 ( $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ) 柱状图

Fig. 7 The histogram of zircon  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  and  $\epsilon\text{Hf}(t)$  from migmatitic biotite plagioclase gneiss

锆石核部的  $\epsilon\text{Hf}(t)$  值主要为负值揭示其源区可能主要为古老地壳物质的再循环。Hf 两阶段模式年龄显示明显存在  $\sim 3.4$  Ga 左右的地幔物质注入地壳,  $\sim 3.4$  Ga 是该区太古宙地壳的主要生长期。

#### 4.3 1.84 Ga 构造热事件的地质意义

全球火成岩同位素年龄峰显示存在约 1.9~1.8 Ga 最终拼合形成的哥伦比亚超大陆 (Hawkesworth *et al.*, 2009)。哥伦比亚超级大陆各组成陆块是在 2.1~1.8 Ga 碰撞事件中拼合在一起的, 包括西伯利亚陆块内部的约 1.9~1.8 Ga 的 Akitkan 碰撞带, 这些超级陆块 2.1~1.8 Ga 碰撞造山可能记录了一次全球性碰撞事件, 导致了太古宙—古元古代克拉通陆块的拼合 (Rogers and Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2002)。西伯利亚和劳伦 (Laurentia) 克拉通古元古代造山带同位素年龄的相似性显示它们可能起源于同一原克拉通 (Hoffman, 1991; Condie and Rosen, 1994; Frost *et al.*, 1998; Ernst *et al.*, 2000; Piskarevsky and Natapov, 2003)。西伯利亚克拉通约 1.9~1.8 Ga 的事件拼合涉及麻粒岩的形成、混合岩化和花岗岩的侵位。如前所述, 阿尔丹地块由

Stanov 剪切带分成北部的阿尔丹地盾和南部的斯塔诺夫带, 出露太古宙到古元古代的变质岩, 它们由 3.3~2.8 Ga 花岗岩和绿岩、3.5~2.7 Ga 高级片麻岩组成, 约在 2.7 Ga 经历区域变质事件, 于 2.0~1.8 Ga 经历广泛的高级变质作用而活化 (Nutman *et al.*, 1992; Rosen *et al.*, 1994)。斯塔诺夫带逆冲在阿尔丹地盾的南缘之上, Rosen 等 (1994) 报道 Stanov 带变形的太古宙岩石向北的逆冲和变质作用约发生在 1.9 Ga (Nutman *et al.*, 1992; Rosen *et al.*, 1994)。西伯利亚南缘 Sharizhalgai 基底 Kitoy 河镁铁质麻粒岩 (GPS 位置:  $52^{\circ}15.30\text{N}$ ,  $102^{\circ}48.75\text{E}$ ) 形成年龄为 1.85 Ga (Poller *et al.*, 2005), 本文获得的斯塔诺夫带最南缘混合岩化黑云斜长片麻岩混合岩化作用的年代为 1.84 Ga。以上这些构造热事件序列都可能是哥伦比亚超大陆拼合的时空响应记录, 该时间段也对应了大陆生长主要峰期和古元古超大陆形成的主要阶段 (Condie, 2000, 2002)。

致谢 该文的写作得到了刘福来研究员的鼓励, 审稿人和编辑对本文做了认真的审阅并提出了



很好的修改意见,在此一并表示感谢。

谨以此文祝贺沈其韩院士 90 华诞,感谢沈老多年来对我们的指导、关心和大力支持,祝愿沈老健康长寿!

## References

- Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 148: 243~258.
- Condie K C. 2000. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163: 97~108.
- Condie K C. 2002. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent[J]. *Gondwana Res.*, 5: 41~43.
- Condie K C and Rosen O M. 1994. Laurentia-Siberia connection revisited[J]. *Geology*, 22: 168~170.
- Elhoul S, Belousova E, Griffin W L, et al. 2006. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, suppl: A158.
- Ernst R E, Buchan K L, Hamilton M A, et al. 2000. Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the Eastern Anabar Shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia[J]. *J. Geol.*, 108: 381~401.
- Evans D A D and Mitchell R N. 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna[J]. *Geology*, 39(5): 443~446.
- Flowerdew M J, Millar I L, Vaughan A P M, et al. 2006. The source of granitic gneisses and migmatites in the Antarctica: a combined U-Pb SHRIMP and Laser ablation Hf isotope study of complex zircons[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151: 751~768.
- Frost B R, Avechenko O V, Chamberlain K R, et al. 1998. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia[J]. *Precambrian Res.*, 89: 1~23.
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complex[J]. *Lithos*, 61: 237~269.
- Hawkesworth C, Cawood P, Kemp T, et al. 2009. A matter of preservation[J]. *Science*, 323: 49~50. doi: 10.1126/science.1168549.
- Hoffman F P. 1991. Did breakout of Laurentia turn Gondwana inside-out[J]. *Science*, 252: 1409~1411.
- Hou Kejun, Li Yanhe and Tian Yourong. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS[J]. *Mineral Deposits*, 28(4): 481~492 (in Chinese with English abstract).
- Hou Kejun, Li Yanhe, Zou Tianren, et al. 2007. Laser ablation-MC-ICP-MS technique for Hf isotope microanalysis of zircon and its geological applications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2595~2604 (in Chinese with English abstract).
- Li Tingdong, Ujkenov B S, Mazurov A K, et al. 2008. Central Asia and Adjacent Area Geological Map, 1:2 500 000[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 257: 34~43.
- Nasdala L, Hofmeister W, Norberg N, et al. 2008. Zircon M257- A homogeneous natural reference material for the ion microprobe U-Pb analysis of zircon[J]. *Geoanalytical Research*, 32: 247~265.
- Nebel O, Nebel-Jacobsen Y, Mezger K, et al. 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: A test for zircon model ages[J]. *Chemical Geology*, 241: 23~37.
- Nutman A P, Chernyshev I V, Baadsgaard H, et al. 1992. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic[J]. *Precambrian Res.*, 54: 195~210.
- Parfenov L M. 1991. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozooids in the context of plate tectonics[J]. *Tectonophysics*, 199: 319~342.
- Pisarevsky S A and Natapov L M. 2003. Siberia and Rodinia[J]. *Tectonophysics*, 375: 221~245.
- Pisarevsky S A, Natapov L M, Donskaya T V, et al. 2008. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia[J]. *Precambrian Res.*, 160: 66~76.
- Poller U, Gladkochub D, Donskaya T, et al. 2005. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS[J]. *Precambrian Research*, 136: 353~368.
- Rogers J and Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent[J]. *Gondwana Research*, 5: 5~22.
- Rosen O M. 2003. The Siberian craton tectonic evolution and stages of evolution[J]. *Geotectonics*, 37(3): 175~192.
- Rosen O M, Condie K C, Natapov L M, et al. 1994. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment[A]. Condie K C. *Archean Crustal Evolution*[C]. Amsterdam: Elsevier, 411~459.
- Rosen O M, Manakov A V and Serenko V P. 2005. Paleoproterozoic collisional system and diamondiferous lithospheric keel of the Yakutian kimberlite province[J]. *Russ. Geol. Geophys.*, 46: 1259~1272.
- Rosen O M and Turkina O M. 2007. The oldest rock assemblages of the Siberian craton[A]. Kranendonk M J, Simithies R H and Bennett V C. *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology*[C]. 15, Amsterdam: Elsevier, 793~838.
- Smelov A P and Timofeev V F. 2007. The age of the North Asian cratonic basement: An overview[J]. *Gondwana Research*, 12: 279~288.
- Sláma J, Kosler J, Condon D J, et al. 2008. Plesovice zircon-A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis[J]. *Chemical Geology*, 249: 1~35.

- Soderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, *et al.* 2004. The  $^{176}\text{Lu}$  decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions [ J ]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 219 : 311 ~ 324.
- Williams I S. 2001. Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia [ J ]. *Aust. J. Earth Sci.*, 48 : 557 ~ 580.
- Wu Fuyuan, Li Xianhua, Zheng Yongfei, *et al.* 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology [ J ]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2) : 185 ~ 220 (in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, *et al.* 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology [ J ]. *Chem. Geol.*, 234 : 105 ~ 126.
- Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, *et al.* 2002. Review of global 2.1 ~ 1.8 Ga orogens: Implications for a pre-Rodinia supercontinent [ J ]. *Earth Sci. Rev.*, 59 : 125 ~ 162.
- Zheng Yongfei, Chen Renxu, Zhang Shaobing, *et al.* 2007. Zircon Lu-Hf isotope study of ultrahigh-pressure eclogite and granulitic gneiss in the Dabie orogen [ J ]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2) : 317 ~ 330 (in Chinese with English abstract).
- Zonenshain L P, Kuzmin M I. and Natapov L M. 1990. Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis. *Geodynamic Monograph* [ J ]. *Amer. Geoph. Union, Washington Ser.*, 21 : 242.

## 附中文参考文献

- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术 [ J ]. *矿床地质*, 28(4) : 481 ~ 492.
- 侯可军, 李延河, 邹天人, 等. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用 [ J ]. *岩石学报*, 23(10) : 2 595 ~ 2 604.
- 李廷栋, Ujkenov B S, Mazurov A K, 等. 2008. 亚洲中部及邻区地质图 (1:2 500 000) [ M ]. 北京: 地质出版社.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用 [ J ]. *岩石学报*, 23(2) : 185 ~ 220.
- 郑永飞, 陈仁旭, 张少兵, 等. 2007. 大别山超高压榴辉岩和花岗片麻岩中锆石 Lu-Hf 同位素研究 [ J ]. *岩石学报*, 23(2) : 317 ~ 330.

www.yskw.ac.cn