

辽北德仁组火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及岩石地球化学特征

豆世勇^{1,2}, 刘锦¹, 鲍东明¹, 彭游博¹, 杨仲杰¹, 赵辰¹, 吕行³
DOU Shiyong^{1,2}, LIU Jin¹, BAO Dongming¹, PENG Youbo¹, YANG Zhongjie¹,
ZHAO Chen¹, LÜ Hang³

1. 辽宁省地质矿产调查院, 辽宁 沈阳 110031;

2. 中国石油大学(北京), 北京 100037;

3. 辽宁省地质矿产研究院, 辽宁 沈阳 110031

1. *Liaoning Survey Academy of Geology and Mineral Resources, Shenyang 110031, Liaoning, China;*

2. *China University of Petroleum (Beijing), Beijing 100037, China;*

3. *Liaoning Resources Academy of Geology and Mineral Resources, Shenyang 110031, Liaoning, China*

摘要:通过对辽北平岗盆地中德仁组火山岩的岩石学、地球化学和年代学的研究,探讨了其岩石成因、形成时代、构造环境,以及华北克拉通东部岩石圈减薄时间和减薄机制。用 LA-ICP-MS 技术测定了平岗盆地中德仁组中部英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩和上部流纹岩中的锆石 U-Th-Pb 同位素组成。获得前者的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $246.8 \pm 3.5\text{Ma}$ 和 $169.6 \pm 4.6\text{Ma}$, 代表了 2 期岩浆活动的年龄,是平岗盆地基底早三叠世和中侏罗世岩浆活动的表现;后者的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $117.0 \pm 0.9\text{Ma}$, 表明流纹岩形成于早白垩世。德仁组火山岩富集大离子亲石元素 K、Rb、Ba, 亏损高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Y、Yb; 富集轻稀土元素, 亏损重稀土元素, 稀土元素配分曲线呈右倾型, 表现出壳源特征。德仁组火山岩形成于活动大陆边缘火山弧环境, 原始岩浆来源于盆地基底岩浆岩重熔。研究区在 117~135Ma 期间, 发生了由正地形向负地形的重大转变, 区域上发育伸展盆地和变质核杂岩, 并在基底岩石重熔过程中受到地幔混染作用, 表明研究区在早白垩世发生了岩石圈减薄, 且减薄的起始时间早于 $117.0 \pm 0.9\text{Ma}$, 减薄机制为折沉作用。

关键词:平岗盆地; 德仁组火山岩; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年; 岩石圈减薄; 英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩; 流纹岩

中图分类号: P597+.3; P595 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2017)10-1708-14

Dou S Y, Liu J, Bao D M, Peng Y B, Yang Z J, Zhao C, Lü H. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating and geochemical characteristics of the volcanic rocks in Deren Formation, northern Liaoning Province. *Geological Bulletin of China*, 2017, 36(10):1708-1721

Abstract: This paper presents detailed petrologic, geochemical and geochronologic data of the volcanic rocks in Deren Formation of Pinggang Basin, northern Liaoning Province. The authors investigated their petrogenesis, formation age and tectonic settings and discussed the thinning time and mechanism of North China Craton. The LA-ICP-MS zircon U-Pb dating was conducted on dacitic breccia-crystal-lithic tuff in Deren Formation and the upper rhyolite. The former yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of $246.8 \pm 3.5\text{Ma}$ and $169.6 \pm 4.6\text{Ma}$ which are supposed to represent two stages of magmatism, reflecting the Early Triassic and Middle Cretaceous magma activities in the basement of Pinggang Basin. The latter yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of $117.0 \pm 0.9\text{Ma}$, which indicates that the rhyolites were formed in the Early Cretaceous. Volcanic rocks in Deren Formation are enriched in large ion lithophile elements (e.g., K, Rb, Ba) but are depleted in high field strength elements (e.g., Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Yb). Besides, due to enrichment of LREEs and depletion of

收稿日期: 2016-10-09; 修订日期: 2017-03-17

资助项目: 中国地质调查局项目《辽宁 1:5 万房木镇、和隆、八棵树、大孤家幅区域地质矿产调查》(编号: 12120113057900)

作者简介: 豆世勇(1987-), 男, 硕士, 工程师, 从事区域地质调查工作。E-mail: doushiyong888@163.com

通讯作者: 刘锦(1986-), 男, 博士, 工程师, 从事区域地质调查工作。E-mail: liujin_819@163.com

HREEs, the REE patterns exhibit right-inclined feature. These geochemical characteristics show that the source of the primitive magma was derived from the crust, and they were probably formed at the setting of volcanic arc along the active continental margins, resulting from remelting of the basement magma rocks. Major changes from positive to negative landform in the study area occurred during 117~135Ma. In combination with wide distribution of extensional basins and metamorphic core complexes, the authors hold that the magma might have been affected by mantle contamination during remelting of these basement rocks, and the thinning of lithosphere might have occurred during Early Cretaceous (earlier than $117\pm 1.2\text{Ma}$), which resulted in the delamination.

Key words: Pinggang Basin; volcanic rocks in Deren Formation; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; lithospheric thinning; dacitic breccia-crystal-lithic tuff; rhyolite

华北克拉通东部在中生代时期发生了岩石圈减薄这一地质事实已被众多地质学家所接受,然而,对该地区中生代岩石圈减薄的时间与机制认识不一。岩石圈减薄的起始时间存在三叠纪^[1-2]、侏罗纪一早白垩世^[3-6]、晚白垩世—新生代^[7-10]等不同认识,岩石圈减薄机制存在拆沉作用^[3-5,11-12]、热-化学/机械/俯冲侵蚀^[13-16]、橄榄岩-熔体相互作用^[17-19]、岩石圈地幔加水软化^[20]等不同模式。辽宁地区是华北克拉通中生代岩石圈减薄最强烈和典型的地区之一,发育大量的中生代岩浆和晚中生代时期的伸展构造,如辽南变质核杂岩^[21]、辽东半岛的古道岭、饮马湾山同构造岩体^[22]、断陷盆地^[22-23]及大营子拆离断层^[24]。上述皆是对辽东地区的研究,而对辽北地区,尤其是辽北地区火山岩的研究甚少。本文通过对辽北平岗盆地中德仁组火山岩的岩石学、地球化学及年代学研究,深入探讨了华北克拉通东部岩石圈减薄的时间和机制。

1 研究区区域地质特征

研究区位于华北克拉通北缘东段,华北克拉通与兴蒙造山带的交接部位,华北克拉通北缘断裂(即赤峰-开原断裂,又称清河断裂)从研究区中部穿过(图1-a),晚中生代其上叠加了平岗火山沉积盆地。平岗盆地内主要出露德仁组火山岩(图1-b),南侧少量出露新太古代红透山岩组、中二叠世照北山岩组和早三叠世尖山子火山岩。红透山岩组主要以斜长角闪岩、黑云角闪斜长变粒岩为主,夹黑云斜长片麻岩、磁铁石英岩。照北山岩组为一套灰白色大理岩、灰黑色透闪透辉变粒岩及少量斜长角闪岩。尖山子火山岩主要为一套片理化安山岩。德仁组底部为一套砂、砾岩,上部为中酸性火山岩夹火山碎屑岩。研究区岩浆活动可分为新太古代、二叠纪、三叠纪、侏罗纪、白垩纪5个期次。新太古代侵入岩主要为英云闪长岩。二叠纪

侵入岩主要为晚二叠世二长花岗岩。三叠纪侵入岩包括中三叠世花岗闪长岩、二长花岗岩及早三叠世二长花岗岩。侏罗纪侵入岩包括中侏罗世辉长岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、似斑状二长花岗岩及早侏罗世花岗岩。白垩纪侵入岩主要为早白垩世花岗斑岩。研究区断裂主要为北西向及北东向断裂,受北西西向清河断裂影响,研究区内的二叠纪、三叠纪侵入岩及地层发生了强烈的韧性变形。

2 岩石学特征

通过野外路线调查及剖面测制,德仁组可分为下部、中部及上部3套岩石组合。下部岩石组合为黄褐色砾岩、灰白色砂岩,局部夹煤层;中部为灰黑色粗安岩、灰黑色粗面岩、黄褐色英安岩、灰白色英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩,局部夹玄武粗安岩;上部为流纹岩。主要的火山岩类型描述如下。

流纹岩呈白色,具斑状结构,流纹构造。斑晶主要由石英及正长石组成(图版I-a),石英呈他形粒状,粒径0.2mm左右,含量2%左右;正长石呈半自形板状,粒径0.5~1mm,含量5%左右;基质具隐晶质结构,定向分布,含量93%左右。

英安岩呈灰色,具斑状结构,块状构造。斑晶主要由石英及斜长石组成(图版I-b),其中石英呈他形粒状,粒径0.5mm左右,含量2%左右;斜长石呈半自形板状,粒径0.5~2.5mm,含量5%左右;基质具霏细-交织结构,含量93%左右。

粗面岩呈灰绿色,具斑状结构,块状构造。斑晶主要为斜长石(图版I-c),斜长石呈半自形板状,粒度1~5mm,含量20%左右;基质由斜长石、黑云母及不透明矿物组成,具显微晶质结构,含量80%左右。

粗安岩呈深灰色,具斑状结构,块状构造。斑晶为斜长石(图版I-d),斜长石呈半自形板状,粒

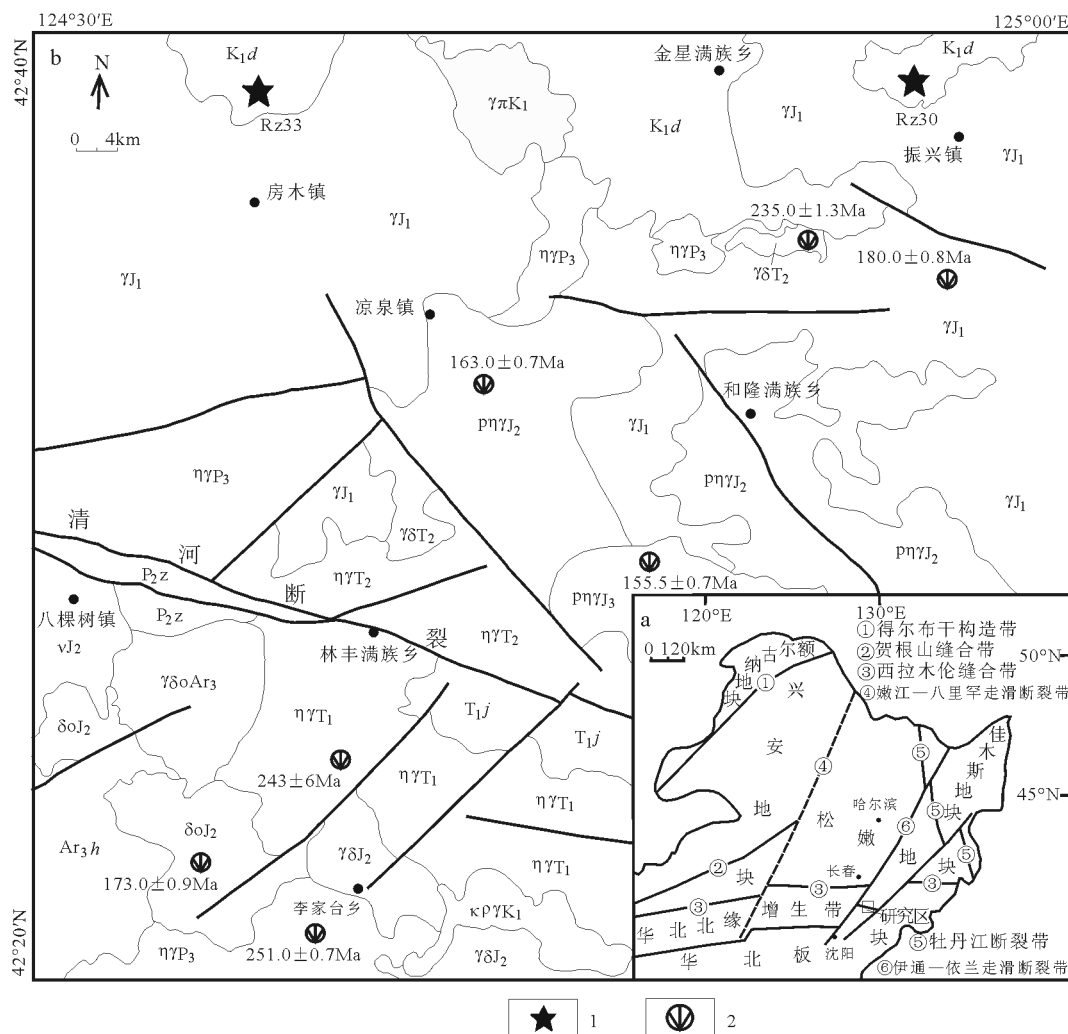


图1 研究区地质略图(据参考文献[25]修改)

Fig. 1 Geological map of the study area, indicating the sampling locations

K₁d—下白垩统德仁组; T₁j—早三叠世尖山子火山岩; P₂z—中二叠统照北山岩组; Ar₃h—新太古代红透山岩组;

κργK₁—早白垩世碱长花岗岩; γπK₁—早白垩世花岗斑岩; PηγJ₃—晚侏罗世似斑状二长花岗岩;

PηγJ₂—中侏罗世似斑状二长花岗岩; γδJ₂—中侏罗世花岗闪长岩; δoJ₂—中侏罗世石英闪长岩;

vJ₂—中侏罗世辉长岩; γJ₁—早侏罗世花岗岩; γδT₂—中三叠世花岗闪长岩; ηγT₁—早三叠世

二长花岗岩; ηγP₃—晚二叠世二长花岗岩; γδoAr₃—新太古代英云闪长岩;

1—同位素样品采集点; 2—其他测年样品位置(本次项目测试)

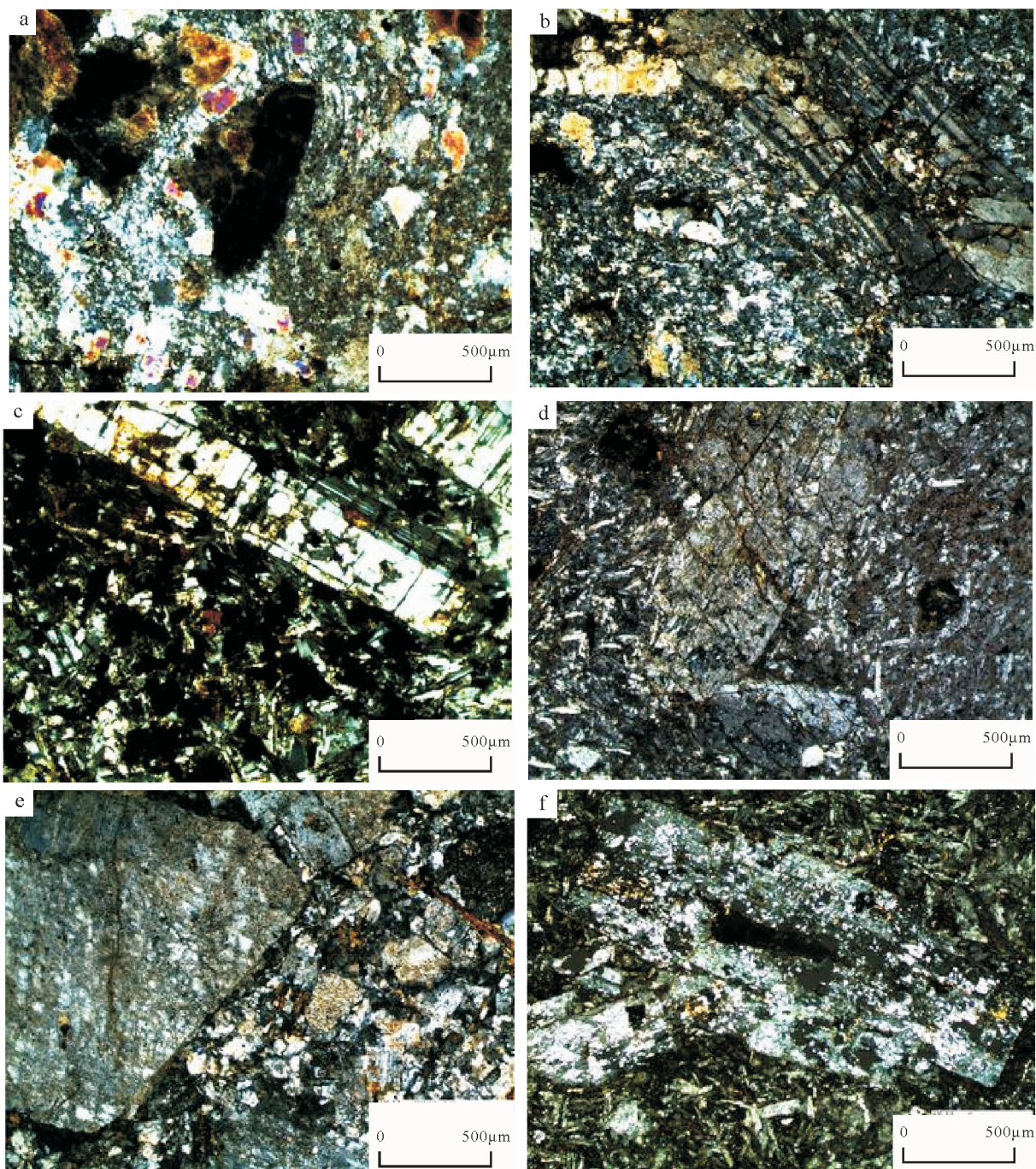
径0.5~2.5mm, 含量25%左右; 基质由斜长石及隐晶质组成, 具交织结构, 含量75%左右。

英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩呈灰色, 具角砾凝灰结构, 块状构造。岩石主要由斜长石(43%)、条纹长石(10%)、石英(10%)、角闪石(2%)、岩屑(25%)及胶结物(10%)组成(图版 I-e)。斜长石呈半自形板状, 具绢云母化, 粒径0.5~1.5mm; 条纹长石呈半自形板状, 粒径0.5~4mm; 石英呈他形粒状, 粒径0.2~

3mm; 角闪石呈柱状, 粒径0.1~0.5mm。岩屑主要为英安岩, 次圆状, 具斑状结构, 斑晶为斜长石及石英, 基质主要为长英质, 粒径1~5mm。胶结物为火山灰。

玄武粗安岩呈灰绿色, 斑状结构, 块状构造。斑晶主要为斜长石(图版 I-f), 斜长石呈半自形板状, 粒径0.2~4mm, 含量30%左右; 基质由斜长石及隐晶质组成, 具交织结构, 含量70%左右。

图版 I Plate I



a.流纹岩镜下(正交偏光)照片;b.英安岩镜下(正交偏光)照片;c.粗面岩镜下(正交偏光)照片;d.粗安岩镜下(正交偏光)照片;e.英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩镜下(正交偏光)照片;f.玄武粗安岩镜下(正交偏光)照片

3 样品采集和测试方法

3.1 样品采集

本次采集了 10 个地球化学样品:玄武粗安岩

(PM022- 6- TY1、PM022- 6- TY2)、粗安岩 (PM020- 18- TY1、PM022- 20- TY1)、粗面岩 (PM022-10-TY1)、英安岩 (PM020-19-TY1)、流纹岩 (PM020-20-TY1、PM020-25-TY1、PM020-

表 1 德仁组火山岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 1 Major, trace and rare earth elements of the volcanic rocks in Deren Formation

编号	PM020-20- TY1	PM020-25- TY1	PM020-26- TY1	PM020-27- TY1	PM020-19- TY1	PM022-10- TY1	PM022-20- TY1	PM020-18- TY1	PM022-6- TY1	PM022-6- TY2
岩性	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	英安岩	粗面岩	粗安岩	粗安岩	玄武粗安岩	玄武粗安岩
SiO ₂	72.2	71.4	73.24	73.64	66.14	62.18	61.14	62.12	49.68	51.80
TiO ₂	0.22	0.23	0.22	0.12	0.65	0.82	0.99	0.79	1.76	1.36
Al ₂ O ₃	13.55	14.45	13.60	13.70	17.00	17.00	15.80	17.05	16.97	19.62
Fe ₂ O ₃	1.26	1.10	1.26	0.92	0.77	2.70	2.01	1.86	4.69	1.84
FeO	1.83	1.77	1.42	1.51	3.47	2.51	3.15	3.44	5.63	4.89
MnO	0.07	0.07	0.1	0.06	0.08	0.12	0.12	0.12	0.11	0.13
MgO	0.26	0.36	0.3	0.2	1.29	2.63	2.58	1.42	4.90	3.88
CaO	0.34	0.56	0.5	0.36	2.00	1.33	2.40	4.08	2.92	2.05
Na ₂ O	3.63	3.76	3.67	3.95	3.22	4.22	4.53	4.39	2.92	4.60
K ₂ O	4.92	4.39	4.62	4.46	3.89	4.10	2.93	2.77	4.54	3.95
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.03	0.09	0.16	0.23	0.34	0.22	1.00	0.88
总计	98.33	98.14	98.96	99.01	98.67	97.84	95.99	98.26	95.12	95.0
烧失量	0.79	1.05	0.61	0.81	1.21	2.16	3.29	0.94	3.87	4.13
K	40255	35919	37801	36492	31828	33546	23973	22664	37146	32319
Rb	124	102	171	163	139	106	54.6	93	126	88.3
Ba	620	923	358	246	861	1367	1054	634	2587	2174
Th	8.65	8.65	12.7	14.0	8.95	9.24	4.62	9.52	9.69	10.0
Ta	1.07	1.25	1.84	1.95	1.37	0.69	0.56	1.20	1.23	1.14
Nb	15.3	14.6	17.2	15.9	15.9	12.0	12.7	13.5	28.5	29.6
Zr	430	453	380	384	459	527	260	504	443	507
Hf	12.2	11.6	11.3	12.3	11.2	12.7	7.32	11.4	12.7	11.3
Sr	49.3	87.4	77.1	41.7	337	481	618	466	1014	1570
A/CNK	1.137	1.209	1.138	1.144	1.293	1.052	1.032	0.967	0.911	1.038
σ ₄₃	2.48	2.32	2.26	2.3	2.16	3.52	2.92	2.63	6.66	7.03
La	31.5	35.4	34.5	46.6	35.0	32.7	38.6	34.9	57.0	65.1
Ce	82.4	87.5	89.6	86.5	71.4	62.6	72.1	70.1	105	114
Pr	8.13	8.46	8.44	11.2	8.47	7.92	8.95	8.08	13.8	14.8
Nd	31.1	30.4	32.4	44.7	33.2	27.6	32.4	30.2	52.7	51.1
Sm	5.07	4.86	5.78	8.69	5.43	5.18	5.40	5.32	8.04	8.30
Eu	0.66	0.79	0.50	0.54	1.31	1.59	1.54	1.50	2.39	2.46
Gd	4.51	4.00	4.86	7.00	4.64	4.97	5.09	4.75	6.93	7.01
Tb	0.74	0.66	0.89	1.24	0.74	0.74	0.65	0.77	0.92	1.01
Dy	4.25	3.57	5.38	6.86	4.01	4.02	3.15	4.53	4.00	4.28
Ho	0.73	0.64	1.05	1.32	0.76	0.80	0.69	0.95	0.90	0.96
Er	2.46	1.97	2.99	4.04	2.16	2.16	1.72	2.72	2.34	2.42
Tm	0.40	0.32	0.58	0.67	0.35	0.31	0.25	0.41	0.32	0.28
Yb	2.75	2.01	3.59	4.17	2.08	1.81	1.56	2.55	2.19	2.09
Lu	0.41	0.34	0.52	0.67	0.36	0.33	0.27	0.43	0.32	0.32
Y	22.0	18.9	29.7	36.7	20.0	23.0	18.2	24.3	22.1	23.2
ΣREE	197	200	221	261	190	176	191	192	279	297
LREE/HREE	9.78	12.39	8.62	7.63	10.25	9.09	11.88	8.77	13.33	13.92
(La/Yb) _N	7.72	11.87	6.48	7.53	11.35	12.18	16.69	9.23	17.54	21.00
δEu	0.41	0.53	0.28	0.21	0.78	0.95	0.89	0.89	0.96	0.96
La/Sm	6.21	7.28	5.97	5.36	6.45	6.31	7.15	6.56	7.09	7.84
Gd/Yb	1.64	1.99	1.35	1.68	2.23	2.75	3.26	1.86	3.16	3.35
Sm/Nd	0.16	0.16	0.18	0.19	0.16	0.19	0.17	0.18	0.15	0.16

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量为10⁻⁶

表2 德仁组火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素分析结果
Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb age data
from volcanic rocks in Deren Formation

点 号	Pb /10 ⁻⁶	Th /10 ⁻⁶	U /10 ⁻⁶	Th/U	同位素比值						同位素年龄值/Ma					
					²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
RZ30(英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩), ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年龄加权平均值为 246.8±3.5Ma (MSWD=2.9, n=12) 和 169.6±4.6Ma (MSWD=1.2, n=4)																
1	63.0	697	1300	0.54	0.0534	0.0014	0.2897	0.0082	0.0396	0.0006	346	92	258	6	250	4
2	85.3	1124	1802	0.62	0.0540	0.0015	0.2847	0.0083	0.0384	0.0006	372	61	254	7	243	4
3	106	1606	1966	0.82	0.0505	0.0010	0.2819	0.0060	0.0406	0.0005	220	46	252	5	256	3
4	106	1639	2141	0.77	0.0518	0.0009	0.2717	0.0053	0.0381	0.0005	276	44	244	4	241	3
5	23.0	257	725	0.35	0.0465	0.0022	0.1702	0.0081	0.0268	0.0004	33	98	160	7	171	2
7	98.0	1023	2121	0.48	0.0518	0.0013	0.2698	0.0065	0.0379	0.0004	276	57	243	5	240	3
8	115	2162	2041	1.06	0.0538	0.0012	0.2879	0.0067	0.0391	0.0005	361	52	257	5	247	3
9	151	2158	2963	0.73	0.0526	0.0009	0.2825	0.0055	0.0390	0.0005	309	37	253	4	247	3
10	60.5	660	1260	0.52	0.0500	0.0013	0.2673	0.0076	0.0388	0.0005	195	27	240	6	245	3
11	56.8	742	1093	0.68	0.0544	0.0016	0.2988	0.0083	0.0403	0.0006	391	67	265	7	255	4
13	132	1974	2575	0.77	0.0535	0.0011	0.2919	0.0074	0.0394	0.0004	350	50	260	6	249	3
14	145	2947	2715	1.09	0.0510	0.0011	0.2746	0.0064	0.0390	0.0004	243	55	246	5	247	3
17	27.9	740	791	0.93	0.0525	0.0022	0.1871	0.0077	0.0263	0.0004	306	129	174	7	168	3
18	26.8	462	800	0.58	0.0523	0.0025	0.1946	0.0090	0.0272	0.0004	298	142	181	8	173	3
19	101	2021	1932	1.05	0.0546	0.0013	0.2844	0.0066	0.0380	0.0003	394	58	254	5	240	2
20	26.3	410	829	0.49	0.0561	0.0023	0.1985	0.0073	0.0262	0.0004	457	91	184	6	167	3
RZ33(流纹岩), ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年龄加权平均值为 117.0±0.9Ma (MSWD=0.86, n=15)																
1	40.7	1317	1813	0.73	0.0494	0.0018	0.1224	0.0048	0.0182	0.0004	169	85	117	4	116	2
2	19.7	899	766	1.17	0.0539	0.0031	0.1303	0.0066	0.0180	0.0004	369	131	124	6	115	2
3	21.9	926	875	1.06	0.0467	0.0024	0.1135	0.0056	0.0180	0.0003	32	119	109	5	115	2
4	61.9	1784	2628	0.68	0.0488	0.0015	0.1252	0.0038	0.0186	0.0002	139	72	120	3	119	1
8	51.0	2127	2087	1.02	0.0461	0.0015	0.1160	0.0041	0.0182	0.0003	400	-324	111	4	117	2
10	43.0	1574	1744	0.90	0.0544	0.0018	0.1378	0.0047	0.0184	0.0002	387	69	131	4	117	2
11	17.0	456	700	0.65	0.0679	0.0038	0.1706	0.0095	0.0185	0.0004	865	117	160	8	118	2
12	88.5	2421	3759	0.64	0.0506	0.0012	0.1288	0.0033	0.0184	0.0002	233	56	123	3	117	1
13	40.2	1330	1675	0.79	0.0499	0.0016	0.1231	0.0039	0.0179	0.0002	191	71	118	4	115	1
14	34.7	1104	1467	0.75	0.0542	0.0018	0.1346	0.0045	0.0182	0.0003	389	74	128	4	116	2
15	30.4	926	1246	0.74	0.0504	0.0022	0.1296	0.0059	0.0187	0.0003	213	102	124	5	119	2
16	34.1	914	1486	0.62	0.0504	0.0021	0.1256	0.0050	0.0182	0.0002	213	92	120	4	117	2
18	53.9	1620	2237	0.72	0.0484	0.0015	0.1229	0.0040	0.0184	0.0002	120	74	118	4	118	2
19	16.1	524	670	0.78	0.0541	0.0027	0.1325	0.0064	0.0183	0.0004	376	111	126	6	117	2
20	53.5	1548	2254	0.69	0.0564	0.0019	0.1402	0.0044	0.0182	0.0002	478	72	133	4	116	2

量为 0.79%~0.99%, Al₂O₃ 含量为 15.80%~17.05%, TFeO 含量为 5.16%~5.30%, MgO 含量为 1.42%~2.58%, CaO 含量为 2.40%~4.08%, Na₂O 含量为 4.39%~4.53%, K₂O 含量为 2.77%~2.93%, K₂O/Na₂O 值为 0.63~0.65。岩石具有低硅和富钾、铁、镁、钙的特征。岩石里特曼指数为 2.63~2.92, 属钙碱性系列。在 TAS 图解(图 2)中, 样品点落入粗安岩区域; 在 SiO₂-K₂O 图解(图 3-a)中, 样品点落入高钾钙碱性系列区域。岩石分异指数为 31.01~32.83,

铝质指数 A/CNK 值为 0.97~1.03(图 3-b), 为准铝质-过铝质岩石。

玄武粗安岩的 SiO₂ 含量为 49.68%~51.80%, TiO₂ 含量为 1.36%~1.76%, Al₂O₃ 含量为 16.97%~19.62%, TFeO 含量为 6.73%~10.32%, MgO 含量为 3.88%~4.90%, CaO 含量为 2.05%~2.92%, Na₂O 含量为 2.92%~4.60%, K₂O 含量为 3.95%~4.54%, K₂O/Na₂O 值为 0.86~1.55。岩石具有低硅和富钾、富铁、镁、钙的特征。岩石里特曼指数为 6.66~7.03,

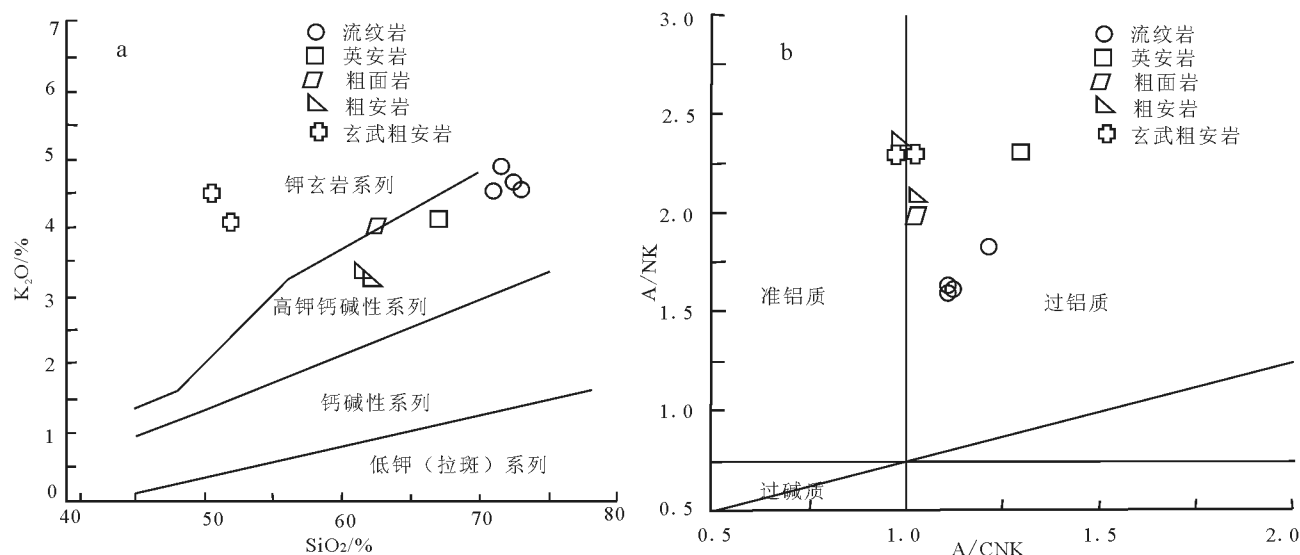
图3 德仁组火山岩 SiO_2 - K_2O 图解(a)和 A/CNK - A/NK 图解(b)

Fig. 3 SiO_2 versus K_2O diagram (a) and $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ diagram (b) of the volcanic rocks in Deren Formation

属碱性系列。在TAS图解(图2)中,样品点落在响岩质碱玄岩与玄武粗安岩的交界线上;在 SiO_2 - K_2O 图解(图3-a)中,样品点落入钾玄岩系列区域。岩石分异指数DI为24.57~29.72,铝质指数A/CNK值为0.91~1.04(图3-b),为准铝质-过铝质岩石。

4.2 稀土和微量元素

流纹岩的稀土元素总量($\sum \text{REE}$)在 197×10^{-6} ~ 261×10^{-6} 之间,平均值为 220×10^{-6} 。 $\delta \text{Eu}=0.21$ ~ 0.53 ,表现出明显的负Eu异常。 $(\text{La}/\text{Yb})_N=6.48$ ~ 11.87 ,表明轻、重稀土元素分馏较明显,富集轻稀土元素,亏损重稀土元素。 $\text{La}/\text{Sm}=5.36$ ~ 7.28 , $\text{Gd}/\text{Yb}=1.35$ ~ 1.99 ,表明重稀土元素分馏程度较弱,轻稀土元素分馏程度较强。在稀土元素配分模式图(图4-b)中,曲线呈明显的右倾趋势。从洋中脊花岗岩微量元素标准化蛛网图(图4-a)可以看出,岩石富集大离子亲石元素K、Rb、Ba、Th,相对亏损Ta、Nb、Hf、Zr等高强度场元素。

英安岩的稀土元素总量 $\sum \text{REE}=190 \times 10^{-6}$, $\delta \text{Eu}=0.78$,略显负Eu异常。 $(\text{La}/\text{Yb})_N=11.35$,表明轻、重稀土元素分馏较明显,富集轻稀土元素,亏损重稀土元素。 $\text{La}/\text{Sm}=6.45$, $\text{Gd}/\text{Yb}=2.23$,表明重稀土元素分馏程度较弱,轻稀土元素分馏程度较强。在稀土元素配分模式图(图4-b)中,曲线呈明显的右倾趋势。从洋中脊花岗岩微量元素标准化蛛网图

(图4-a)可以看出,岩石富集大离子亲石元素K、Rb、Ba、Th,相对亏损Ta、Nb、Hf、Zr等高强度场元素。

粗面岩的稀土元素总量 $\sum \text{REE}=176 \times 10^{-6}$, $\delta \text{Eu}=0.95$,略显负Eu异常。 $(\text{La}/\text{Yb})_N=12.18$,表明轻、重稀土元素分馏较明显,富集轻稀土元素,亏损重稀土元素。 $\text{La}/\text{Sm}=6.31$, $\text{Gd}/\text{Yb}=2.75$,表明重稀土元素分馏程度较弱,轻稀土元素分馏程度较强。在稀土元素配分模式图(图4-b)中,曲线呈明显的右倾趋势。从洋中脊花岗岩微量元素标准化蛛网图(图4-a)可以看出,岩石富集大离子亲石元素K、Rb、Ba、Th,相对亏损Ta、Nb、Hf、Zr等高强度场元素。

粗安岩的稀土元素总量 $\sum \text{REE}$ 在 191×10^{-6} ~ 192×10^{-6} 之间,平均值为 191×10^{-6} , $\delta \text{Eu}=0.89$,略显负Eu异常。 $(\text{La}/\text{Yb})_N=9.23$ ~ 16.69 ,表明轻、重稀土元素分馏较明显,富集轻稀土元素,亏损重稀土元素。 $\text{La}/\text{Sm}=6.56$ ~ 7.15 , $\text{Gd}/\text{Yb}=1.86$ ~ 3.26 ,表明重稀土元素分馏程度较弱,轻稀土元素分馏程度较强。在稀土元素配分模式图(图4-b)中,曲线呈明显的右倾趋势。从洋中脊花岗岩微量元素标准化蛛网图(图4-a)可以看出,岩石富集大离子亲石元素K、Rb、Ba、Th,相对亏损Ta、Nb、Hf、Zr等高强度场元素。

玄武粗安岩的稀土元素总量 $\sum \text{REE}$ 在 279×10^{-6} ~ 297×10^{-6} 之间,平均值为 288×10^{-6} , $\delta \text{Eu}=0.96$,略显负Eu异常。 $(\text{La}/\text{Yb})_N=17.54$ ~ 21.00 ,表明轻、重稀土

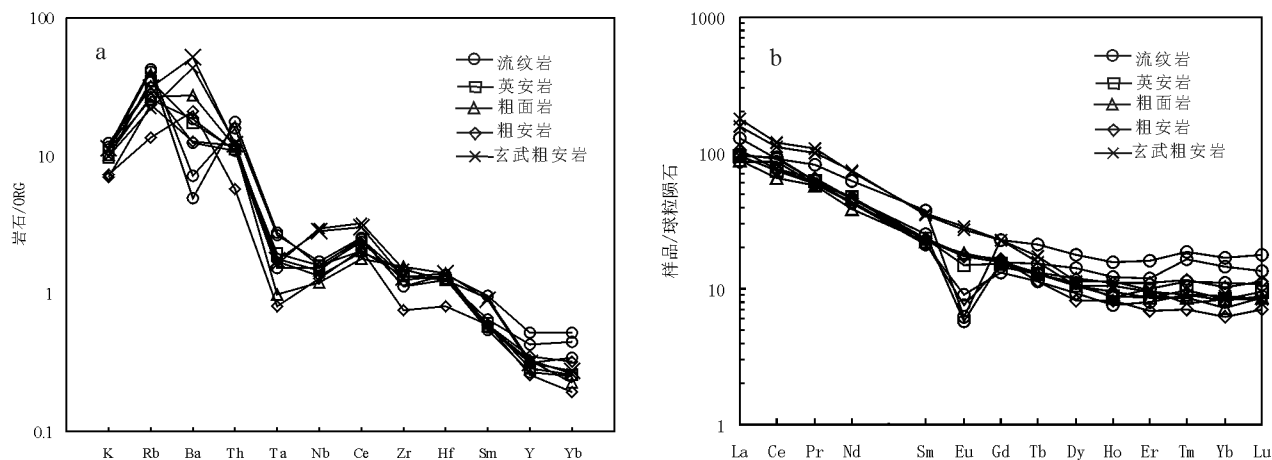


图4 德仁组火山岩洋中脊花岗岩微量元素标准化蛛网图(a,标准值据参考文献[30])和
稀土元素球粒陨石标准化分布型式图(b,标准值据参考文献[31])

Fig.4 Ocean ridge granite normalized trace element spider diagram (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) of the volcanic rocks in Deren Formation

元素分馏较明显,富集轻稀土元素,亏损重稀土元素。 $La/Sm=7.09\sim 7.84$, $Gd/Yb=3.16\sim 3.35$,表明重稀土元素分馏程度较弱,轻稀土元素分馏程度相强。在稀土元素配分模式图(图4-b)中,曲线呈明显的右倾趋势。由洋中脊花岗岩微量元素标准化蛛网图(图4-a)可以看出,岩石富集大离子亲石元素K、Rb、Ba、Th,相对亏损Ta、Nb、Hf、Zr等高强度场元素。

5 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测定

本次采集了德仁组中部英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩(RZ30)及上部流纹岩(RZ33)2个同位素样品。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素数据见表2。

英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩(RZ30)的锆石在显微镜下呈粉黄色,晶体呈自形-半自形双锥柱状及柱状,但有不同程度的熔蚀。其阴极发光图像(图5-a)显示,大部分锆石具有明显的振荡环带结构。从表2的分析结果可知, Th/U 值为 $0.35\sim 1.09$,显示锆石为岩浆锆石。测得的锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值集中在 $240\sim 256Ma$ 和 $167\sim 173Ma$ 两个区域(图5-b),各自的年龄加权平均值为 $246.8\pm 3.5Ma$ ($MSWD=2.9, n=12$) 和 $169.6\pm 4.6Ma$ ($MSWD=1.2, n=4$),它们是2期岩浆结晶锆石的年龄。

流纹岩(RZ33)的锆石在显微镜下呈浅黄色,晶体呈自形-半自形双锥柱状及柱状,但有不同程度的熔蚀。其阴极发光图像(图6-a)显示,大

部分锆石具有明显的振荡环带结构。从表2的分析结果可知, Th/U 值为 $0.5\sim 1.5$,显示该锆石为岩浆锆石。测得的15个 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 $115\sim 119Ma$ 之间,给出的年龄加权平均值为 $117.0\pm 0.9Ma$ ($MSWD=0.86$)(图6-b),表明流纹岩形成于早白垩世。

6 讨论

6.1 德仁组火山岩的成因及构造环境

德仁组火山岩富集大离子亲石元素K、Rb、Ba,亏损高场强元素Nb、Ta、Zr、Hf、Y、Yb;富集轻稀土元素,亏损重稀土元素,稀土元素配分曲线呈现右倾型,表现出壳源微量、稀土元素的分布特征,暗示其原始岩浆为地壳物质的部分熔融。岩石具有较高的 Na_2O 含量和 K_2O 含量, $K_2O/Na_2O=0.6\sim 1.4$, $La/Nb=2\sim 3.04$, $Th=4.62\times 10^{-6}\sim 14\times 10^{-6}$, $Sm/Nd=0.15\sim 0.19$,也表现出壳源特征。 $Yb_N-(La/Yb)_N$ 图解(图7-a)表明,研究区火山岩来源于大陆上部地壳。

德仁组火山岩由基性玄武粗安岩到酸性流纹岩, SiO_2 含量逐渐增加, TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MnO 、 MgO 、 CaO 、 P_2O_5 含量逐渐减少, K_2O 含量逐渐增加,分异指数逐渐增加,稀土元素配分曲线斜率逐渐降低, Eu 负异常逐渐增强, Ba 由正异常变为负异常,显示出分离结晶的特征^[9]。La-La/Sm 图解(图7-b)显示,德仁组火山岩为分离结晶的产物。

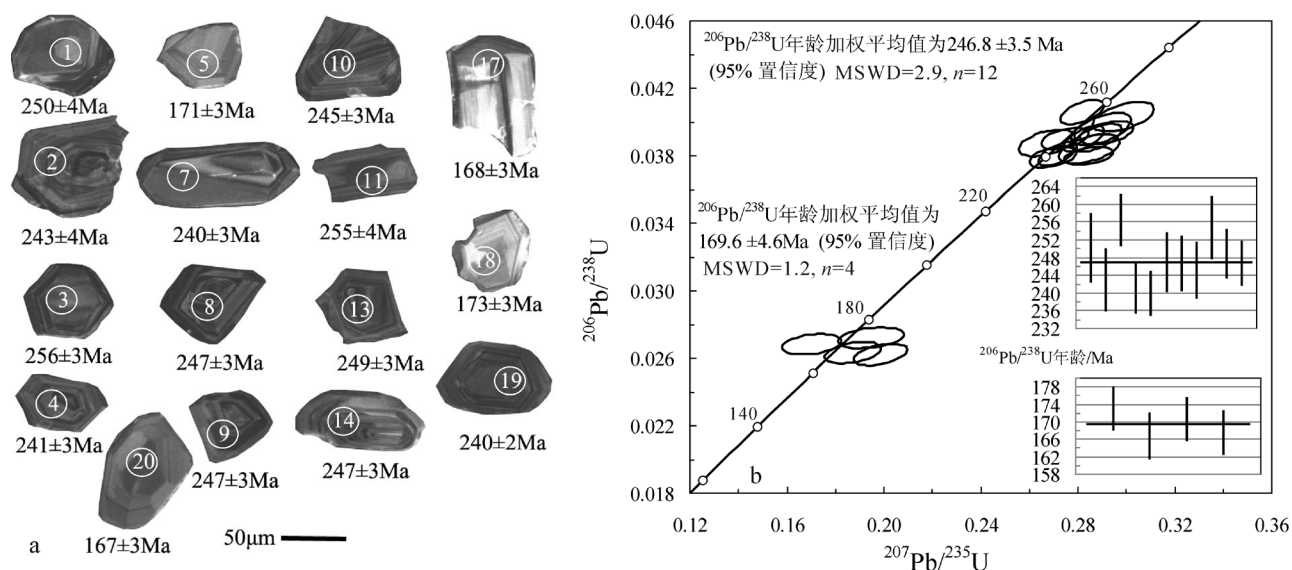


图5 英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩(RZ30)锆石阴极发光(CL)图像(a)和锆石 U-Pb 谐和图(b)

Fig. 5 CL images (a) and U-Pb concordia diagrams (b) of zircon grains from tuff sample RZ30

德仁组火山岩中大离子亲石元素的含量与洋中脊丰度的比值远大于1,高场强元素的含量与洋中脊丰度的比值接近于1,显示出火山弧花岗岩的特征^[32]。(Y+Nb)-Rb 和 Yb-Ta 图解(图8)显示,德仁组火山岩属于火山弧花岗岩,表明研究区火山岩形成于活动大陆边缘的火山弧环境。

综上所述,德仁组火山岩形成于活动大陆边缘

火山弧环境,其原始岩浆源自地壳物质的部分熔融,而后发生分离结晶,分异形成了基性玄武粗安岩→酸性流纹岩的各类岩石。

6.2 岩石圈减薄的时间限制

研究区缺失三叠纪和侏罗纪沉积地层,表明研究区在三叠纪、侏罗纪应处于地壳抬升、剥蚀状态(正地形)。德仁组上部流纹岩(RZ33)的锆石 U-

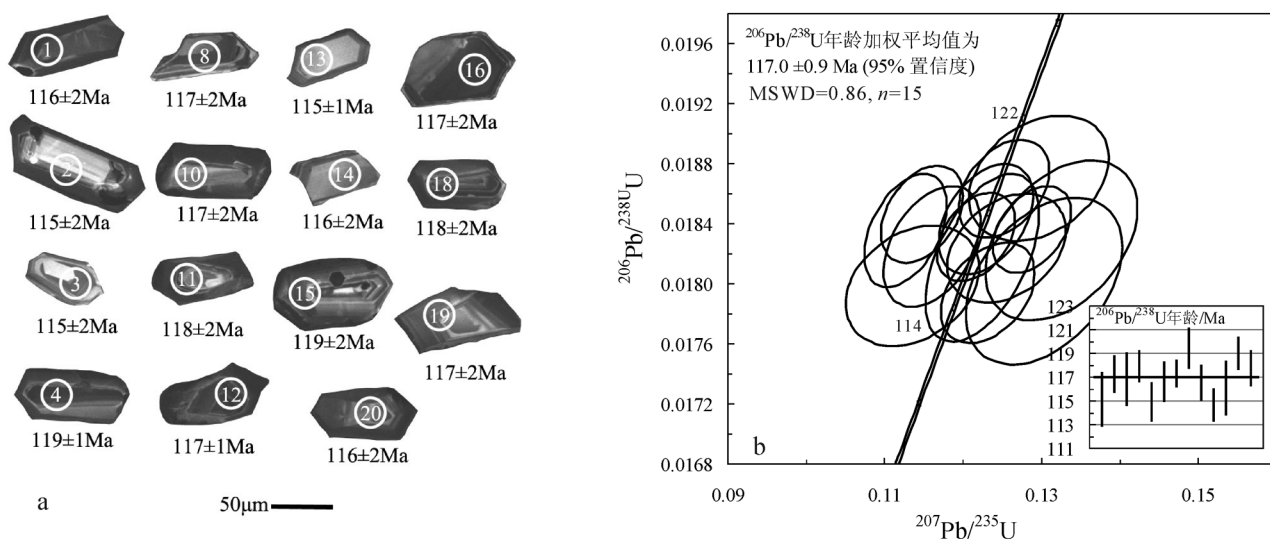


图6 流纹岩(RZ33)锆石阴极发光(CL)图像(a)和锆石 U-Pb 谐和图(b)

Fig. 6 CL images (a) and U-Pb concordia diagrams (b) of zircon grains from rhyolite sample RZ33

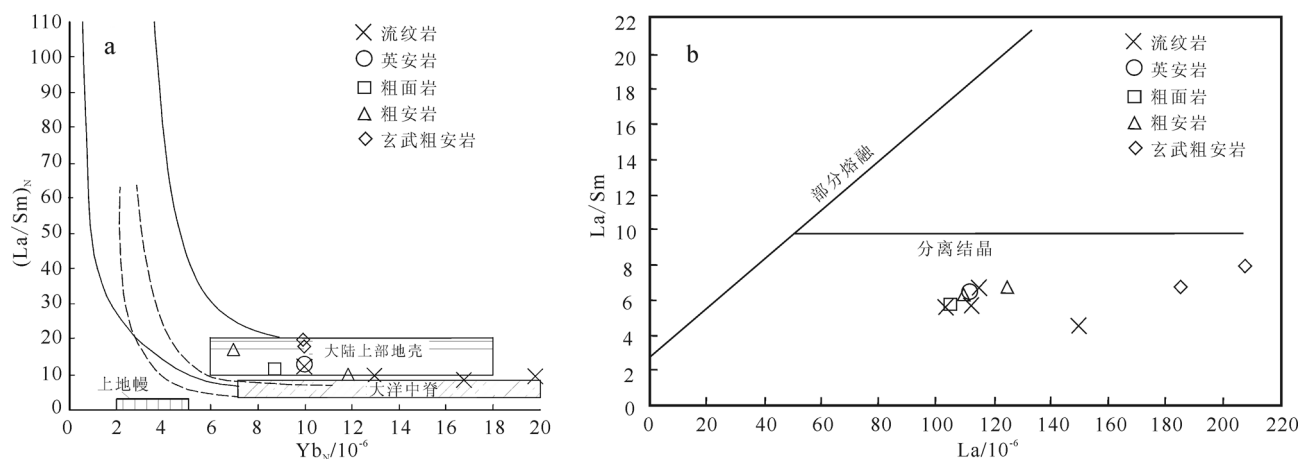
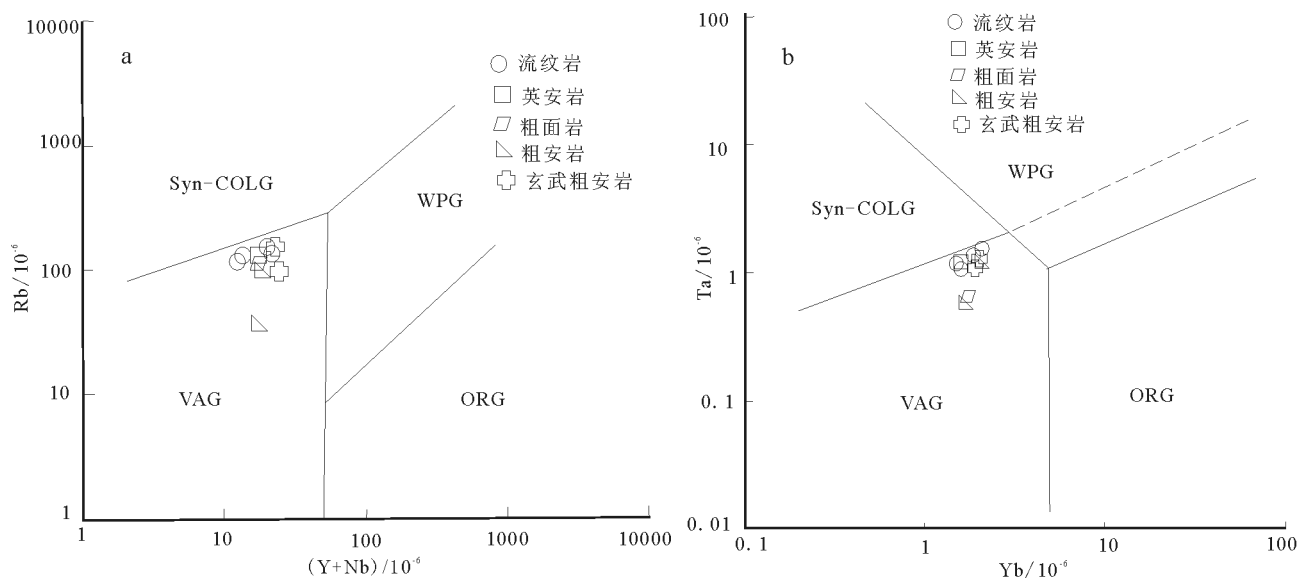
图7 德仁组火山岩 $Yb_N-(La/Yb)_N$ 图解(a)和 $La-La/Sm$ 图解(b)Fig. 7 Yb_N versus $(La/Yb)_N$ diagram (a) and La versus La/Sm

diagram (b) of the volcanic rocks in Deren Formation

Pb 年龄加权平均值为 117.0 ± 0.9 Ma, 表明研究区在 117 Ma 之前, 已发生了正、负地形的转换, 形成盆地, 并接受沉积, 发育大量的砾岩和砂岩, 局部发育湖相沉积夹层。同时盆地内岩浆活动强烈, 产生大量的火山岩。表明研究区在早白垩世应处于伸展环境。张宏等^[33]认为, 辽西义县组火山岩底部含镁较高的基性岩、中性岩形成于伸展环境。刘俊来等^[34]认为, 辽东半岛在 106~135 Ma 之间, 广泛发育多种

不同类型的伸展构造, 包括伸展断陷盆地(通远堡、本溪和丹东)、拆离断层(大营子)和变质核杂岩(辽南和万福)。同时辽宁东部在早白垩世时期存在辉长岩-花岗岩组合^[17], 显示出双峰式岩浆作用的特征。中国东北松辽盆地和大兴安岭早白垩世火山岩的流纹岩-玄武岩组合也显示了双峰式岩浆作用的特征^[35-36]。吴福元等^[12]总结了克拉通发生破坏的主要标志: ①大面积的强烈岩浆活动; ②幔源岩浆

图8 德仁组火山岩 $(Y+Nb)-Rb$ 图解(a)和 $Yb-Ta$ 图解(b)Fig. 8 $Y+Nb$ versus Rb diagram (a) and Yb versus Ta diagram (b)

of the volcanic rocks in Deren Formation

VAG—火山弧花岗岩; WPG—板内花岗岩; ORG—洋脊花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩

显示从岩石圈地幔向软流圈地幔的转变;③地势从高向低的转变;④变质核杂岩及伴随的伸展盆地的发育。研究区早白垩世正负地形的转变、伸展盆地的形成、邻区变质核杂岩的发育及中国东北部双峰式火山岩的出现,均表明研究区及邻区在早白垩世发生了强烈的岩石圈减薄作用,其减薄的起始时间应早于盆地的形成时间,即早于 $117.0\pm 0.9\text{Ma}$ 。

6.3 岩石圈减薄的机制

针对华北克拉通岩石圈减薄机制,目前有2种主流观点:一是拆沉作用^[3-5,11-12],二是热-化学/机械/俯冲侵蚀^[13-16]。吴福元等^[12]认为,华北中生代快速而短暂的岩浆活动,以及早白垩世变质核杂岩的出现和短时间内正、负地形的转换,均是岩石圈发生拆沉作用的直接证据。

流纹岩(RZ33)的锆石年龄显示,平岗盆地的发育要早于117Ma。刘俊来等^[34]认为,辽东半岛广泛发育伸展盆地的时间区间为106~135Ma,可以推断平岗盆地形成时间可能为117~135Ma,其间隔时间应小于18Ma。表明研究区正负地形转换的时间间隔较短,小于18Ma。

本次测试了研究区侵入岩基底的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄,依次为中侏罗世似斑状二长花岗岩($163\pm 1\text{Ma}$)、中侏罗世石英闪长岩($173\pm 1\text{Ma}$)、早侏罗世花岗岩($180\pm 1\text{Ma}$)、中三叠世花岗闪长岩($235\pm 1\text{Ma}$)、早三叠世二长花岗岩($243\pm 6\text{Ma}$)、晚二叠世二长花岗岩($251\pm 1\text{Ma}$)。在德仁组中部英安质

角砾晶屑岩屑凝灰岩(RZ30)中测得的 $246.8\pm 3.5\text{Ma}$ 和 $169.6\pm 4.6\text{Ma}$ 两组年龄,正好与平岗盆地基底早三叠世和中侏罗世侵入岩的年龄一致。表明这2组锆石来自盆地基底中早三叠世和中侏罗世的侵入岩。英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩主要由斜长石(43%)、条纹长石(10%)、石英(10%)、角闪石(2%)、岩屑(25%)及胶结物(10%)组成。岩屑主要为英安岩,胶结物为火山灰。英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩中未见类似基底花岗岩成分的物质存在,但其中含有基底早三叠世和中侏罗世侵入岩的锆石,暗示德仁组火山岩岩浆源自基底花岗岩的重熔。

在 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图解(图3-a)中,德仁组玄武粗安岩投在钾玄岩系列区域内,钾玄岩系列是造山带特有的富钾系列。研究区内仅三叠纪侵入岩为造山环境下的产物^[37],暗示玄武粗安岩可能为三叠纪侵入岩的重熔产物。在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图及微量元素洋中脊标准化蛛网图(图9)中,晚二叠世二长花岗岩、中三叠世花岗闪长岩、早侏罗世花岗岩、早白垩世玄武粗安岩的稀土元素配分曲线具有高度的一致性,同时稀土元素总量逐渐增加,曲线斜率也逐渐增加,显示德仁组玄武粗安岩与晚二叠世二长花岗岩、中三叠世花岗闪长岩、早侏罗世花岗岩具有同源性,表明德仁组玄武粗安岩为晚二叠世二长花岗岩、中三叠世花岗闪长岩、早侏罗世花岗岩的重熔产物。德仁组玄武粗安岩

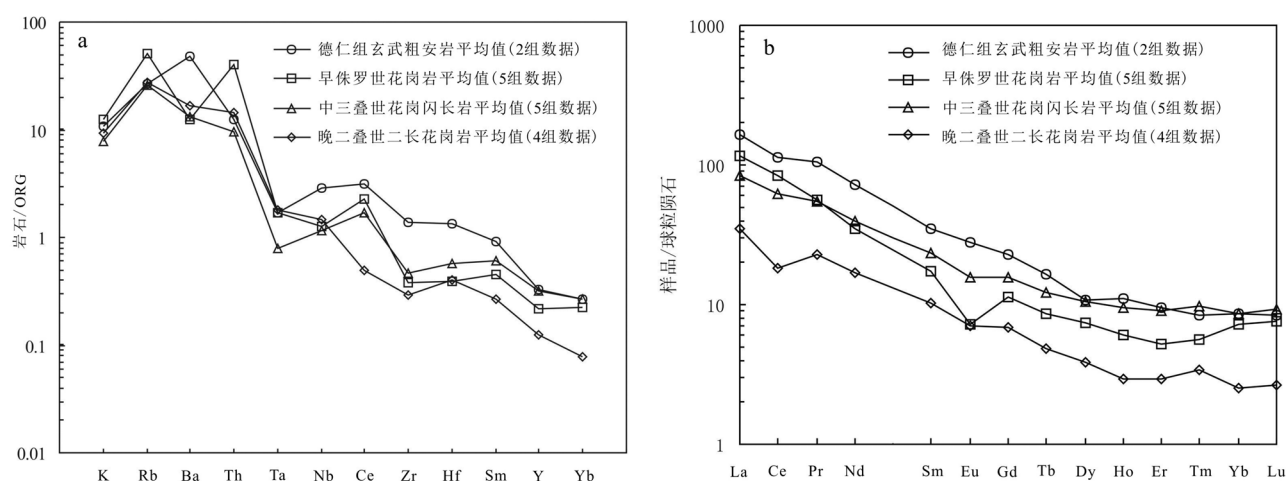


图9 岩浆岩洋中脊花岗岩标准化蛛网图(a,标准值据参考文献[30])和
稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(b,标准值据参考文献[31])

Fig.9 Mid ocean ridge granite-normalized spider diagrams (a) and chondrite-normalized REE patterns of magma rocks in this research area (b) of the volcanic rocks in Deren Formation

中 Ba、Nb 含量的增加,可能是由于重熔过程中受到地幔混染所致^[38]。

研究区火山岩岩浆源自基底岩浆岩的重熔,并在短时间内发生了正、负地形的快速转变,表明研究区早白垩世岩石圈减薄机制应为拆沉作用。

7 结 论

(1) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄显示,德仁组中部英安质角砾晶屑岩屑凝灰岩的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $246.8 \pm 3.5\text{Ma}$ ($\text{MSWD}=2.9, n=12$) 和 $169.6 \pm 4.6\text{Ma}$ ($\text{MSWD}=1.2, n=4$),代表了盆地基底 2 次岩浆活动的年龄,是平岗盆地基底早三叠世和中侏罗世岩浆活动的显现。德仁组上部流纹岩锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $117.0 \pm 0.9\text{Ma}$ ($\text{MSWD}=0.86, n=15$),代表了流纹岩的形成年龄,即流纹岩形成于早白垩世。

(2) 德仁组火山岩形成于活动大陆边缘火山弧环境,其原始岩浆源自盆地基底岩浆岩的重熔,而后发生分离结晶,分异形成基性玄武粗安岩→酸性流纹岩的各类岩石。

(3) 研究区在早白垩世发生了岩石圈减薄,其减薄的起始时间早于 $117.0 \pm 0.9\text{Ma}$,减薄机制为拆沉作用。

致谢:野外工作过程中,得到辽宁省地质矿产调查院温聪、王晓晗、李东翰工程师等的热情帮助,论文编写过程中,得到北京大学张敬瑞博士的帮助和指导,岩矿鉴定、岩石套样分析、锆石挑选、制靶、阴极发光照相及 LA-ICP-MS 测试得到相关实验室及人员的帮助,审稿专家提出了宝贵的修改意见,在此一并深表感谢。

参考文献

- [1] Gao S, Lu T C, Zhong B R, et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, 62: 1989–1975.
- [2] Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, et al. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton[J]. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 2002, 198: 307–322.
- [3] 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆“活化”[J]. *现代地质*, 1994, 8: 349–356.
- [4] 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙[M]. 北京: 地质出版社, 1996: 91.
- [5] 吴福元, 孙德有. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄[J]. *长春科技大学学报*, 1999, 29(4): 313–318.
- [6] 吴福元, 孙德有, 张广良, 等. 论燕山运动的深部地球动力学本质[J]. *高校地质学报*, 2000, 6: 379–388.
- [7] Griffin W L, Zhang A, O'Reilly S Y, et al. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton[C]//Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al. *Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia*. American Geophysical Union, 1998, 100: 107–126.
- [8] Menzies M A, Fan W, Zhang M. Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of 120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China[C]//Prichard H M, Alabaster T, Harris N B, et al. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 1993, 76: 71–81.
- [9] Menzies M A, Xu Y. Geodynamics of the North China craton[C]//Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al. *Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia*. American Geophysical Union, 1998, 100: 155–164.
- [10] Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithosphere, keel beneath the Sino-Korean Craton in China: Evidence, timing and mechanism[J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2001, 26: 747–757.
- [11] 高山, 章成锋, 许文良, 等. 拆沉作用于华北克拉通破坏[J]. *科学通报*, 2009, 54: 1962–1973.
- [12] 吴福元, 徐义刚, 高山. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论[J]. *岩石学报*, 2008, 24(6): 1145–1174.
- [13] 路凤香, 郑建平, 李伍平, 等. 中国东部显生宙地幔演化的主要样式: “蘑菇云”模型[J]. *地学前缘*, 2000, 7: 97–107.
- [14] 徐义刚, 李洪颜, 庞崇进, 等. 论华北克拉通破坏的时限[J]. *科学通报*, 2009, 54: 1974–1989.
- [15] 郑建平, 余淳梅, 路凤香, 等. 华北东部大陆地幔橄榄岩组成、年龄与岩石圈减薄[J]. *地学前缘*, 2007, 14: 87–97.
- [16] 郑永飞, 吴福元. 克拉通岩石圈的生长和再造[J]. *科学通报*, 2009, 54: 1945–1949.
- [17] 张宏福, 周新华, 范蔚茗, 等. 华北东南部中生代岩石圈地幔性质、组成、富集过程及其形成机理[J]. *岩石学报*, 2005, 21: 443–454.
- [18] 张宏福. 橄榄岩-熔体的相互作用: 岩石圈地幔组成转变的重要方式[J]. *地学前缘*, 2006, 13: 2008–2026.
- [19] 张宏福. 橄榄岩-熔体相互作用: 克拉通型岩石圈地幔能够被破坏之关键[J]. *科学通报*, 2009, 54: 2008–2026.
- [20] 牛耀龄. 玄武岩浆起源和演化的一些基本概念以及对中国东部中—新生代基性火山岩成因的新思路[J]. *高校地质学报*, 2005, 11: 9–46.
- [21] 刘俊来, Davis G A, 纪沫, 等. 地壳的拆离作用与华北克拉通破坏: 晚中生代伸展构造约束[J]. *地学前缘*, 2008, 15(3): 72–81.
- [22] 林伟, 王清晨, 王军, 等. 辽东半岛晚中生代伸展构造——华北克拉通破坏的地壳响应[J]. *中国科学(地球科学)*, 2011, 41(5): 638–653.
- [23] 段秋梁, 谭未一, 杨长春, 等. 华北东部晚中生代伸展构造作用[J]. *地球物理学进展*, 2007, 22(2): 403–410.
- [24] 申亮, 刘俊来, 胡玲, 等. 辽东半岛大营子拆离断层系及其区域构造意义[J]. *中国科学(D辑)*, 2011, 41(4): 437–451.

- [25]张兴洲, 杨宝俊, 吴福元, 等. 中国兴蒙—吉黑地区岩石圈结构基本特征[J]. 中国地质, 2006, 33(4): 816–823.
- [26]Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, 2008, 257(1/2):34–43.
- [27]Liu Y S, Gao S, Hu Z C. et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths[J]. Journal of Petrology, 2010, 51(1/2): 537–571.
- [28]Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q. et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. Chinese Science Bulletin, 2010, 55(15):1535–1546.
- [29]Ludwig K R. User's manual for Isoplot 3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003: 1–20.
- [30]Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[C]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in Ocean Basins. London: Geological Society of Special Publication, 1989, 42(1): 313–345.
- [31]Boynnton W V. Geochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies[C]//Henderson P. Rare Earth Elements Geochemistry, 1984: 63–114.
- [32]Maniar P D, Piccoli P M. 从微量元素方面来对花岗岩构造背景进行判别[J]. Mineralium Deposita, 1990, 25(1): 221–232.
- [33]张宏, 柳小明, 李之彤, 等. 辽西阜新一义县盆地及附近地区早白垩世地壳大规模较薄及成因探讨[J]. 地质论评, 2005, 51(4): 360–372.
- [34]刘俊来, 纪沫, 申亮, 等. 辽东半岛早白垩世伸展构造组合、形成时代及区域构造内涵[J]. 中国科学(D辑), 2011, 41(5): 618–637.
- [35]林强, 葛文春, 曹林, 等. 大兴安岭中生代双峰式火山岩的地球化学特征[J]. 地球化学, 2003, 32(3): 208–222.
- [36]许文良, 孙德有, 周燕. 满洲里—绥芬河地学断面岩浆作用与地壳结构[M]. 北京: 地质出版社, 1994: 94.
- [37]刘锦, 刘正宏, 李世超, 等. 华北北缘东段开原地区三叠世侵入岩年代学及岩石地球化学研究[J]. 岩石学报, 2016, 30(9): 2739–56.
- [38]陈国能, 洛尼. 格拉佩斯 著; 彭卓伦, 张献河, 胡文焯 译. 花岗岩成因: 原地重熔与地壳演化[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2009: 6.