

# 柴北缘绿梁山地区早古生代弧后盆地型蛇绿岩的年代学、地球化学及大地构造意义\*

朱小辉<sup>1,2</sup> 陈丹玲<sup>2\*\*</sup> 刘良<sup>2</sup> 赵姣<sup>2</sup> 张乐<sup>2,3</sup>

ZHU XiaoHui<sup>1,2</sup>, CHEN DanLing<sup>2\*\*</sup>, LIU Liang<sup>2</sup>, ZHAO Jiao<sup>2</sup> and ZHANG Le<sup>2,3</sup>

1. 国土资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室, 中国地质调查局西安地质调查中心, 西安 710054

2. 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069

3. 中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640

1. Key Laboratory for the Study of Focused Magmatism and Giant Ore Deposits, MLR, Xi'an Center of Geological Survey, CGS, Xi'an 710054, China

2. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

3. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2013-6-30 收稿, 2013-12-20 改回.

**Zhu XH, Chen DL, Liu L, Zhao J and Zhang L. 2014. Geochronology, geochemistry and significance of the Early Paleozoic back-arc type ophiolite in Lvliangshan area, North Qaidam. *Acta Petrologica Sinica*, 30(3): 822–834**

**Abstract** Petrological, geochemical, geochronological and Lu-Hf isotopic studies indicate there is an ophiolite mélange in the Lvliangshan area, west segment of the North Qaidam of China. This ophiolite mélange mainly consists of metaperidotite, metavolcanic, metagabbro and plagiogranite. The geochemical characteristics of metavolcanic show LREE depletion, similar to N-MORB, and its spider diagram shows the enrichment of the LILE and depletion of HFSE which formed in a back-arc basin setting. The plagiogranite is low-potassium metaluminous granite with the characteristics of relative enrichment of LREE and positive Eu anomaly. Zircons from plagiogranite have  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = 13.7 \sim 15.3$ , indicating the plagiogranite could have originated by partial melting of metagabbro under the conditions of  $P = 0.8 \sim 0.9 \text{ GPa}$  and  $T = \sim 800^\circ\text{C}$ . Zircon U-Pb geochronological studies suggest that the formation ages of metagabbro and plagiogranite are  $535 \pm 2 \text{ Ma}$  and  $493 \pm 3 \text{ Ma}$ , respectively. In this study, we proposed the existence of back-arc basin in Lvliangshan area between  $493 \sim 535 \text{ Ma}$ , and the oceanic slab subduction occurred before  $535 \text{ Ma}$  in the North Qaidam.

**Key words** Geochemistry; U-Pb and Hf isotopes; Back-arc type ophiolite mélange; Northern margin of Qaidam basin

**摘要** 岩石学、地球化学、年代学及 Lu-Hf 同位素综合研究表明在柴北缘西段绿梁山太平沟地区出露一套弧后盆地型蛇绿岩, 岩石类型主要包括变质橄榄岩、变火山岩、变辉长岩及斜长花岗岩。其中变火山岩具有 LREE 亏损, 类似 N-MORB 的稀土配分模式, 同时又具有富集大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta 等高场强元素的岛弧火山岩的地球化学特征, 应形成在弧后盆地环境。斜长花岗岩为低钾准铝质花岗岩, 具有 LREE 略微富集, HREE 平坦的稀土配分型式, 显示强烈 Eu 正异常, 其  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值介于  $13.7 \sim 15.3$  之间, 为变辉长岩部分熔融的产物, 熔融温压条件可能为  $P = 0.8 \sim 0.9 \text{ GPa}$  和  $T = \sim 800^\circ\text{C}$ 。年代学研究结果表明变辉长岩的形成时代为  $535 \pm 2 \text{ Ma}$ , 斜长花岗岩的形成时代为  $493 \pm 3 \text{ Ma}$ , 指示本地区弧后盆地拉张时限至少介于  $493 \sim 535 \text{ Ma}$  之间, 而柴北缘地区古大洋俯冲消减作用应早于  $535 \text{ Ma}$ 。

**关键词** 地球化学; 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征; 弧后盆地型蛇绿岩; 柴达木盆地北缘

**中图法分类号** P588.1; P597.3

近年来, 在柴达木盆地北缘陆续发现了多种类型的超高压变质岩石, 如含柯石英副片麻岩(杨经绥等, 2001)、含柯

石英榴辉岩(Zhang *et al.*, 2009c)、舍金刚石石榴石二辉橄榄岩(Song *et al.*, 2004)、含 K-Cymrite 榴辉岩(Zhang *et al.*,

\* 本文受国家基础研究规划“973”项目(2009CB825003)、国家自然科学基金项目(41072051)和中国地质调查局工作项目(1212011121137)联合资助。

第一作者简介: 朱小辉, 男, 1986 年生, 硕士, 岩石学专业, E-mail: zhuxiaohui\_012@163.com

\*\* 通讯作者: 陈丹玲, 女, 教授, 矿物岩石学专业. E-mail: dlchen@nwu.edu.cn

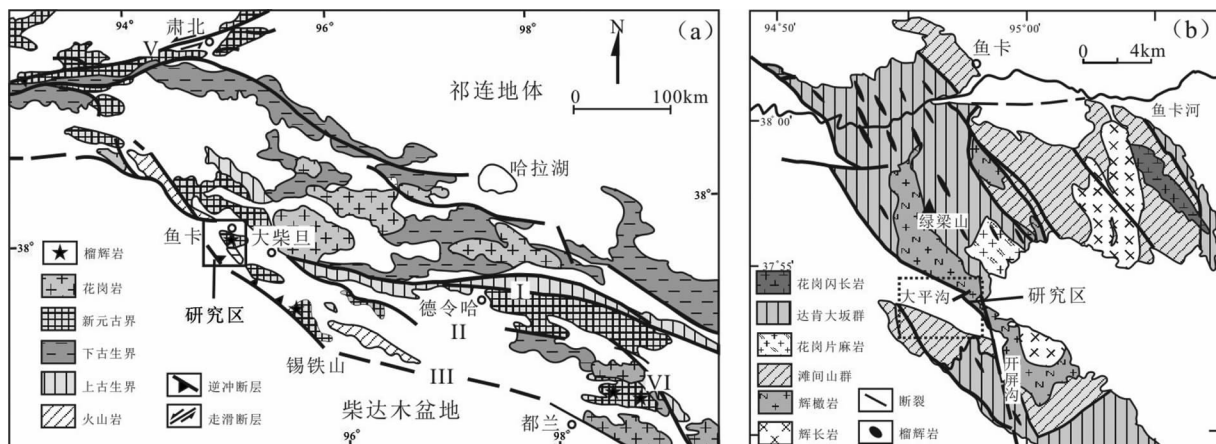


图1 柴北缘地区地质简图(a, 据杨经绥等, 2001)及大平沟地区地质图(b, 据王惠初等, 2003)

I-宗务隆-青海南山断裂; II-乌兰-鱼卡断裂; III-柴达木盆地北缘断裂; VI-哇洪山-温泉断裂; V-阿尔金断裂

Fig. 1 Geological map of the North Qaidam (a, modified after Yang *et al.*, 2001) and Dapinggou area (b, modified after Wang *et al.*, 2003)

2009d)等。详细的年代学研究确定其变质时代介于420~458Ma之间(Song *et al.*, 2004, 2006; Mattinson *et al.*, 2006; Chen *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2009a, 2010),证实柴北缘是一条在古生代经历过陆壳俯冲碰撞形成的高压-超高压变质岩带。另外,张贵宾等(2005)、Zhang *et al.* (2008, 2009b)、张贵宾和张立飞(2011)则在柴北缘东段沙柳河榴辉岩剖面上识别出一套典型的经历了超高压变质作用的洋壳岩石组合,岩石类型包括蛇绿岩型地幔橄辉岩、异剥榴辉岩、层状辉长岩(蓝晶石榴辉岩)以及变质玄武岩(细粒榴辉岩)等,其形成时代为516Ma,变质时代为440~445Ma,证实柴北缘地区在陆壳深俯冲前还存在洋壳深俯冲。但由于柴北缘地区发生了板块的深俯冲作用,早期洋壳事件的记录很难保存下来,因此对于本地区早古生代大洋的形成、性质、演化等一系列重要问题的认识仍是零碎和不完整的:有学者认为柴北缘地区存在过早古生代的大洋(南祁连洋),该大洋与北祁连洋有密切联系(Xu *et al.*, 2006; 宋述光等, 2009),还有学者认为本地区仅仅发育裂陷槽(李峰等, 2006)或规模较小的有限洋盆(国土资源部矿产资源研究所, 2001<sup>①</sup>)。以上争论的存在直接影响了柴北缘高压-超高压变质地体形成机制及其与北祁连构造带关系的讨论。

大洋斜长花岗岩是指在蛇绿岩中与镁铁质岩石共生的一套中酸性岩石,包括奥长花岗岩、英云闪长岩、石英闪长岩和闪长岩等(Coleman and Peterman, 1975)。该类岩石通常与古洋壳的形成与演化密切相关,常作为其上覆岩系存在,对确定蛇绿岩的性质尤其是其形成时代具有重要意义(李武显和李献华, 2003; Koepke *et al.*, 2007)。笔者等在柴北缘西段绿梁山大平沟地区野外地质考察过程中在原划滩间山群变火山岩中发现一套呈团块状产出的灰白色细粒花岗岩,初步的地球化学研究表明该花岗岩具有高Si、Al低K,以及低的稀土总量,其野外产状、岩石特征以及地球化学特征均

与大洋斜长花岗岩相似(Coleman and Peterman, 1975)。为此,本文对该斜长花岗岩及其围岩开展了系统的岩石学、地球化学、锆石LA-ICP-MS U-Pb年代学和Hf同位素研究,探讨其形成的构造环境及时代,以期对柴北缘早古生代大洋演化提供重要约束资料。

## 1 区域地质概况及岩石学特征

柴北缘构造带位于青藏高原东北部,南祁连地体和柴达木地块结合部位,它东起青海省都兰县的野马滩、沙柳河,向西经德令哈,过泉吉山、锡铁山、鱼卡河、达肯大坂山,直至阿尔金断裂带附近的小赛什腾山,呈北西向绵延超过700km,其南北边界分别为柴北缘深断裂及拉脊山-中祁连南缘断裂,东西则以哇洪山-温泉断裂和阿尔金走滑断裂为界(图1a)。其内部以宗务隆-青海南山断裂和乌兰-鱼卡断裂为界自北向南可划分为三个次级构造单元,分别为宗务隆山晚古生代-早中生代裂陷带、全吉地块及柴北缘早古生代结合带(潘桂棠等, 2002; 王惠初等, 2005)。工作区位于柴北缘构造带西段大柴旦镇以西的绿梁山地区,出露的岩石类型主要包括花岗质片麻岩、花岗闪长岩、鱼卡河-沙柳河群变质表壳岩、榴辉岩、滩间山群变火山岩以及基性-超基性侵入岩。

滩间山群是柴北缘地区广泛分布的一套早古生代地层,由于遭受了后期强烈的韧性剪切和区域动力热变质作用,岩石普遍发生了强烈的糜棱岩化、片理化构造变形和绿片岩相变质,其原岩为以玄武岩和玄武安山岩为主的基性-中基性火山岩-火山碎屑岩建造,并有一些细碎屑岩和碳酸盐岩(李峰等, 2006)。已有的地球化学和年代学研究表明滩间山群

① 国土资源部矿产资源研究所. 2001. 柴达木盆地北缘成矿地质环境及找矿远景研究

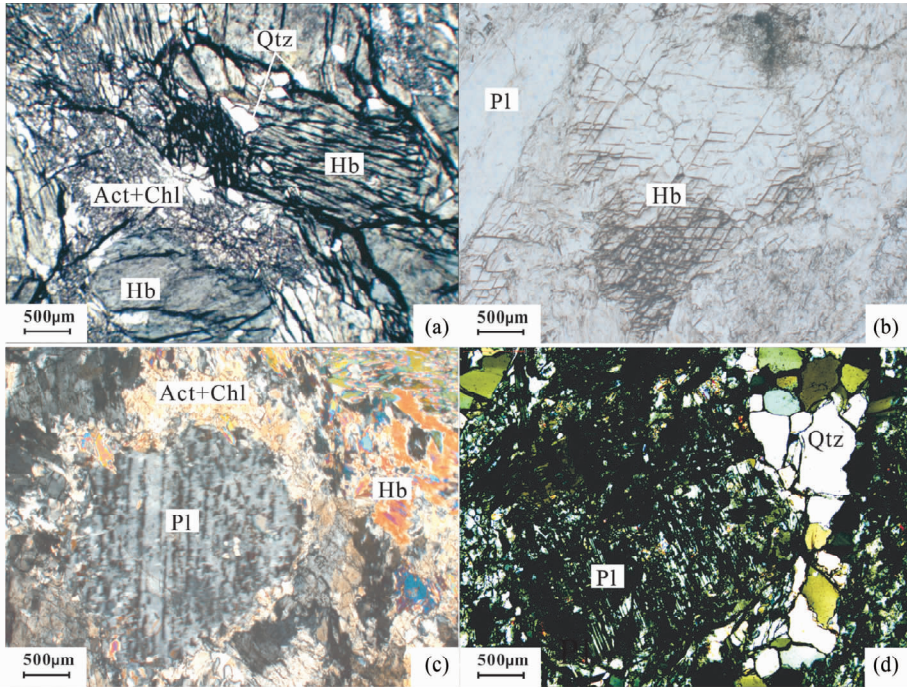


图2 大平沟地区变火山岩(a)、变辉长岩(b,c)及斜长花岗岩(d)显微照片

Hb-角闪石; Qtz-石英; Act-阳起石; Chl-绿泥石; Pl-斜长石

Fig. 2 Microphotograph of metavolcanic (a), metagabbro (b, c) and plagiogranite (d) from Dapinggou area

火山岩总体具有岛弧火山岩的性质,时代为早古生代(高晓峰等, 2011)。研究区位于柴北缘西段绿梁山附近的大平沟地区(图1b),蛇绿岩单元出露较为齐全,不同岩石类型之间均为构造接触,其中下部层位以强烈蛇纹石化的变质橄榄岩为代表;中部层位以变质的堆晶辉长岩(斜长角闪岩)为代表,局部地段发育火成堆积结构,可见到由基性斜长石相对集中的浅色条带与暗色矿物相对集中的深色条带重复交替出现;上部层位为潍间山群变火山岩(角闪岩),可见到大量辉绿岩墙穿插其中,斜长花岗岩出露较少,呈块体产在变火山岩中,大小约30cm×50cm。

蛇绿岩中的变火山岩为角闪岩,呈灰绿色,具糜棱结构,块状构造,基质和碎斑含量分别为20%和80%,碎斑主要为角闪石,部分呈眼球状或透镜状。基质主要由石英、阳起石和绿泥石组成(图2a)。变辉长岩为斜长角闪岩,为灰绿色,粒状变晶结构,主要组成矿物为角闪石(50%)和斜长石(40%),角闪石多以变斑晶形式存在,多被阳起石和绿泥石交代。斜长石呈半自形-他形板柱状,具聚片双晶结构,常发生强烈的钠黝帘石化和绢云母化(图2b, c)。斜长花岗岩为灰白色,细粒花岗结构,块状构造,镜下观察岩石发生了轻微的糜棱岩化,主要组成矿物为斜长石(60%),石英(35%),黑云母(5%)以及少量的副矿物。斜长石呈半自形-他形板柱状,常发生一定程度的碎裂并伴随强烈的钠黝帘石化和绢云母化,但可见密集的聚片双晶;石英呈细小的集合体状围绕斜长石晶体分布,具波状消光;黑云母呈片状分布,产于长石和石英的粒间,多已蚀变为绿泥石(图2d)。

## 2 分析方法

本文涉及的所有分析测试皆在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。主量元素分析在荧光光谱仪(XRF)上测定,元素分析误差<5%。微量元素和稀土元素测定在电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)上进行,Co、Ni、Zn、Ga、Rb、Y、Zr、Nb、Hf、Ta、REE(除Hf和Lu)等元素分析精度优于5%,其它低浓度元素的分析精度为5%~10%。详细的分析方法见Gao *et al.* (1999)。

锆石的CL图像分析由加载英国Gatan公司的Mono CL3+型阴极荧光探头的电子显微扫描电镜完成。LA-ICP-MS分析在Hewlett Packard公司的Agilent 7500a ICP-MS和德国Lambda Physik公司的ComPex102 Excimer激光器(工作物质ArF,波长193nm)、MicroLas公司的GeoLas 200M光学系统的联机上进行。实验中采用He作为剥蚀物质的载气,锆石年龄采用国际标准锆石91500作为外标标准物质,元素含量采用NIST SRM610作为外标,<sup>29</sup>Si作为内标。锆石Hf同位素分析由Nu Plasma HR多接收电感耦合等离子质谱仪完成,与锆石U-Pb定年及微量元素分析使用同一台剥蚀系统,采用<sup>176</sup>Lu/<sup>175</sup>Lu = 0.02669和<sup>176</sup>Yb/<sup>172</sup>Yb = 0.5886进行同量异位干扰校正测定样品的<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf和<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf比值。详细试验步骤及数据处理方法见Yuan *et al.* (2004, 2008)。

表1 大平沟变火山岩、变辉长岩和斜长花岗岩的主量( $\text{wt}\%$ )及微量( $\times 10^{-6}$ )元素含量Table 1 Major element ( $\text{wt}\%$ ) and trace element ( $\times 10^{-6}$ ) compositions of metavolcanic, metagabbro and plagiogranite from Dapinggou area

样品号	10QH36.1	10QH36.2	10QH36.3	10QH36.4	10QH36.5	09QH27.1	09QH27.2	09QH27.3	09QH27.4	10QH35.1	10QH35.2	10QH35.3	10QH35.4	10QH35.5
岩性	变火山岩					变辉长岩				斜长花岗岩				
SiO <sub>2</sub>	58.93	49.63	49.73	49.99	51.03	49.27	48.44	48.75	48.23	67.43	65.38	66.62	67.62	68.03
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.61	0.60	0.44	0.43	0.04	0.04	0.05	0.03	0.17	0.22	0.21	0.19	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.87	18.01	18.06	13.65	13.86	16.51	16.66	17.36	18.59	17.48	17.02	17.69	17.14	16.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	7.92	10.76	10.81	11.19	11.07	4.03	4.32	4.13	3.53	2.13	3.10	2.68	1.96	3.08
MnO	0.14	0.17	0.17	0.23	0.22	0.09	0.09	0.08	0.08	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05
MgO	6.98	4.75	4.77	9.69	8.89	11.85	12.64	11.54	10.42	1.09	1.70	1.52	1.25	2.24
CaO	8.70	10.65	10.64	10.66	10.09	14.11	13.42	13.11	14.70	5.57	5.95	5.39	5.25	4.71
Na <sub>2</sub> O	2.35	2.09	2.10	1.75	1.93	1.34	1.44	1.68	1.50	4.43	3.98	4.33	4.69	3.64
K <sub>2</sub> O	0.14	0.37	0.37	0.23	0.24	0.24	0.27	0.25	0.12	0.33	0.33	0.36	0.32	0.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.13	0.13	0.08	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01	0.12	0.17	0.12	0.11	0.13
LOI	1.42	2.39	2.36	1.63	1.66	2.06	2.21	2.54	2.35	1.08	1.67	1.34	1.31	0.81
Total	99.74	99.56	99.74	99.54	99.52	99.55	99.54	99.5	99.56	99.87	99.58	100.30	99.88	99.53
Ba	1.90	7.71	7.77	4.44	4.53	54.00	17.40	52.10	24.50	118.0	85.10	108.0	93.40	105.0
Rb	19.50	88.10	88.70	108.0	42.60	5.57	2.30	7.77	3.24	7.85	8.03	8.97	8.14	11.30
Sr	97.70	223.0	224.0	93.70	105.0	140.0	137.0	155.0	158.0	222.0	196.0	216.0	203.0	171.0
Y	11.30	22.50	22.90	22.60	23.00	2.47	2.13	2.43	1.83	2.43	3.31	2.54	2.04	2.32
Zr	27.30	12.80	12.10	25.40	37.20	2.03	1.83	1.15	1.25	38.30	49.70	43.40	28.00	34.9
Nb	0.38	0.24	0.24	0.42	0.42	0.09	0.10	0.06	0.06	0.18	0.22	0.20	0.22	0.25
Th	0.47	0.06	0.06	0.11	0.17	0.03	0.02	0.02	0.02	0.11	0.16	0.10	0.13	0.09
Pb	1.17	2.40	2.41	1.30	1.41	2.52	2.17	2.26	2.92	1.75	2.01	2.19	2.08	1.90
Ga	12.20	18.70	18.80	13.40	13.10	7.85	7.33	7.94	8.27	13.30	12.80	12.90	11.30	11.70
Zn	61.80	53.20	53.60	91.20	90.10	16.10	17.70	16.20	14.00	9.28	14.80	12.60	10.40	18.80
Cu	34.20	92.70	92.40	113.0	32.80	2.95	3.20	2.93	2.55	8.83	11.60	9.29	4.50	11.00
Ni	49.50	14.80	15.50	52.70	63.70	205.0	221.0	198.0	170.0	12.10	9.75	10.50	11.50	22.90
V	197.0	282.0	278.0	254.0	225.0	104.0	100.0	106.0	93.00	25.50	29.40	34.20	25.20	19.40
Cr	246.0	37.60	38.20	352.0	408.0	511.0	629.0	692.0	493.0	19.20	12.20	14.00	14.30	37.20
Hf	0.91	0.56	0.55	1.08	1.29	0.06	0.06	0.04	0.04	0.98	1.29	1.09	0.74	0.88
Cs	0.08	0.19	0.19	0.19	0.12	0.13	0.09	0.21	0.09	0.28	0.31	0.26	0.30	0.32
Sc	36.90	43.50	42.40	55.70	48.50	21.50	19.20	22.90	18.10	2.63	2.95	2.53	2.24	3.08
Ta	0.12	0.09	0.10	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.05	0.26	0.22	0.31	0.34	0.23
Co	88.8	74.90	85.50	49.10	70.00	57.40	53.90	51.70	53.80	195.0	177.0	317.0	276.0	203.0
Be	0.32	0.22	0.22	0.19	0.18	0.07	0.05	0.07	0.05	0.26	0.31	0.28	0.26	0.33
U	0.25	0.09	0.09	0.12	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.12	0.09	0.12	0.09	0.08
La	1.70	1.36	1.37	1.53	1.52	0.24	0.19	0.28	0.13	1.83	1.80	1.55	1.38	1.52
Ce	4.91	4.60	4.62	6.22	6.04	0.54	0.42	0.57	0.29	3.87	4.22	3.33	2.94	3.41
Pr	0.67	0.82	0.82	1.12	1.09	0.08	0.07	0.08	0.05	0.45	0.51	0.38	0.33	0.40
Nd	3.24	5.14	5.17	6.69	6.54	0.42	0.36	0.43	0.26	2.00	2.34	1.73	1.45	1.82
Sm	1.00	1.98	1.97	2.20	2.20	0.15	0.14	0.17	0.11	0.39	0.50	0.36	0.30	0.37
Eu	0.32	0.73	0.73	0.72	0.65	0.12	0.095	0.14	0.10	0.33	0.42	0.33	0.26	0.32
Gd	1.37	2.88	2.88	2.90	2.93	0.23	0.20	0.24	0.17	0.38	0.51	0.38	0.30	0.36
Tb	0.24	0.52	0.52	0.50	0.51	0.04	0.04	0.05	0.03	0.06	0.08	0.06	0.05	0.05
Dy	1.62	3.59	3.60	3.42	3.45	0.32	0.30	0.38	0.27	0.32	0.47	0.35	0.28	0.32
Ho	0.37	0.80	0.80	0.75	0.78	0.08	0.07	0.09	0.07	0.08	0.10	0.08	0.06	0.07
Er	1.15	2.41	2.39	2.35	2.40	0.23	0.20	0.25	0.19	0.25	0.34	0.26	0.20	0.24
Tm	0.19	0.36	0.37	0.37	0.38	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03	0.04
Yb	1.28	2.35	2.33	2.55	2.57	0.25	0.21	0.26	0.21	0.33	0.41	0.33	0.24	0.30
Lu	0.21	0.35	0.35	0.41	0.41	0.04	0.03	0.04	0.03	0.06	0.08	0.07	0.05	0.06

### 3 岩石地球化学

#### 3.1 主量元素

本地区各岩石单元的地球化学分析结果见表1。大平沟地区变火山岩  $\text{SiO}_2$  含量范围较宽,变化于 49.63% ~ 58.93% 之间,具有较高的 Fe、Mg、K 含量 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} = 7.92\% \sim 11.19\%$ ,  $\text{MgO} = 4.75\% \sim 9.69\%$ ,  $\text{Mg}^{\#} = 51 \sim 67$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 0.14\% \sim 0.37\%$ ),  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  含量较低,分别为 0.25% ~ 0.61% 和 0.04% ~ 0.13%,与岛弧火山岩的  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  含量相近 (Sun, 1980)。变辉长岩  $\text{SiO}_2$  含量几乎不变,介于 48.23% ~ 49.27% 之间,具有低 Fe、K,高 Mg 的特征 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} = 3.53\% \sim 4.32\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 0.12\% \sim 0.27\%$ ,  $\text{MgO} = 10.42\% \sim 12.64\%$ ,  $\text{Mg}^{\#} = 86 \sim 87$ ),  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  含量很低,分别为 0.03% ~ 0.05% 和 0.01%。同变火山岩相比,变辉长岩的  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  含量明显偏低,与典型的洋壳堆晶辉长岩的含量相似,这是由于原始岩浆经历了橄榄石 + 斜长石 + 单斜辉石 ± 斜方辉石的堆晶作用造成 (Koepke *et al.*, 2007)。在  $\text{SiO}_2$ -Nb/Y 图解中 (图3),变火山岩及变辉长岩样品点主要落在玄武岩范围内,其中变火山岩样品 10QH36.1 落在玄武安山岩范围内。

斜长花岗岩  $\text{SiO}_2$  含量为 65.38% ~ 68.03%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 16.18% ~ 17.69%,  $\text{Na}_2\text{O}$  含量为 3.64% ~ 4.69%,  $\text{K}_2\text{O}$  含量为 0.32% ~ 0.42%,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  介于 8.67 ~ 14.7 之间,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  为 1.96% ~ 3.10%,  $\text{TiO}_2$  含量为 0.17% ~ 0.24%,  $\text{MgO}$  含量为 1.09% ~ 2.24%,  $\text{Mg}^{\#} = 54 \sim 63$ 。岩石的铝饱和指数  $\text{A}/\text{CNK} = 0.96 \sim 1.08$ ,属于准铝质花岗岩 (图4a);在  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  图上 (图4b),样品点全部落在低钾拉斑系列岩石范围内。以上地球化学特征表明该花岗岩具有富铝、钠、镁、贫钛、钾、铁的特点,属于低钾准铝质花岗岩。

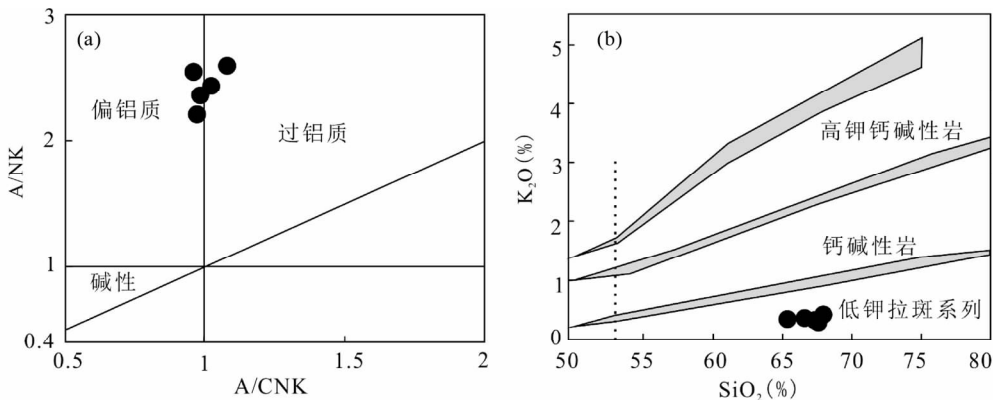


图4 大平沟地区斜长花岗岩 A/CNK-A/NK 图解 (a, 据 Peccerillo and Taylor, 1976) 与  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  图解 (b, 据 Rickwood, 1989)

Fig. 4 A/CNK-A/NK diagram (a, after Peccerillo and Taylor, 1976) and  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  diagram (b, after Rickwood, 1989) for plagiogranite from Dapinggou area

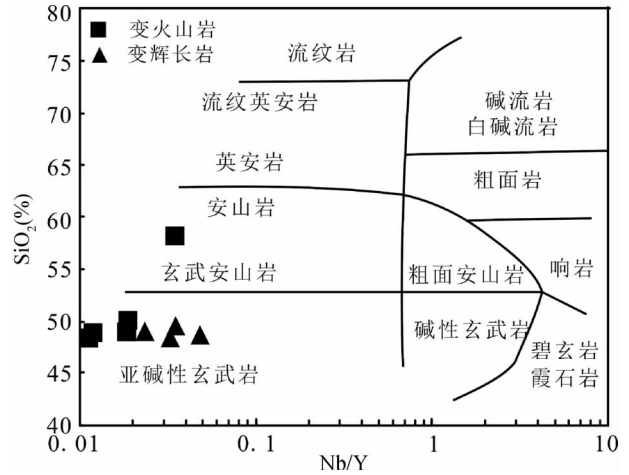


图3 大平沟地区变火山岩及变辉长岩  $\text{SiO}_2$ -Nb/Y 图解 (据 Winchester and Floyd, 1977)

Fig. 3  $\text{SiO}_2$ -Nb/Y diagram for metavolcanic and metagabbro from Dapinggou area (after Winchester and Floyd, 1977)

#### 3.2 微量元素

大平沟地区变火山岩稀土元素总量  $\Sigma \text{REE} = 18.27 \times 10^{-6} \sim 31.73 \times 10^{-6}$ ,为球粒陨石 ( $3.29 \times 10^{-6}$ ) 的 6 ~ 9 倍, ( $\text{La}/\text{Sm}$ )<sub>N</sub> = 0.43 ~ 1.07, ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 0.39 ~ 0.89, ( $\text{Gd}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 0.86 ~ 1.00,具有轻稀土略微亏损,重稀土平坦型稀土配分型式 (图5a),同时显示了轻微的 Eu 负异常 ( $\delta \text{Eu} = 0.79 \sim 0.93$ ),与典型的 N-MORB 型玄武岩稀土元素特征相似;微量元素原始地幔标准化蛛网图显示 (图5b),变火山岩微量元素含量变化较大,与 N-MORB 型玄武岩相比,富集大离子亲石元素 (如 Rb、Ba、U、K 等),亏损高场强元素 (如 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 等)。变辉长岩稀土元素总量较低,  $\Sigma \text{REE} = 1.94 \times 10^{-6} \sim 3.03 \times 10^{-6}$ , ( $\text{La}/\text{Sm}$ )<sub>N</sub> = 0.78 ~ 1.06, ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 0.43 ~ 0.72, ( $\text{Gd}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 0.43 ~ 0.72,同样显示轻稀

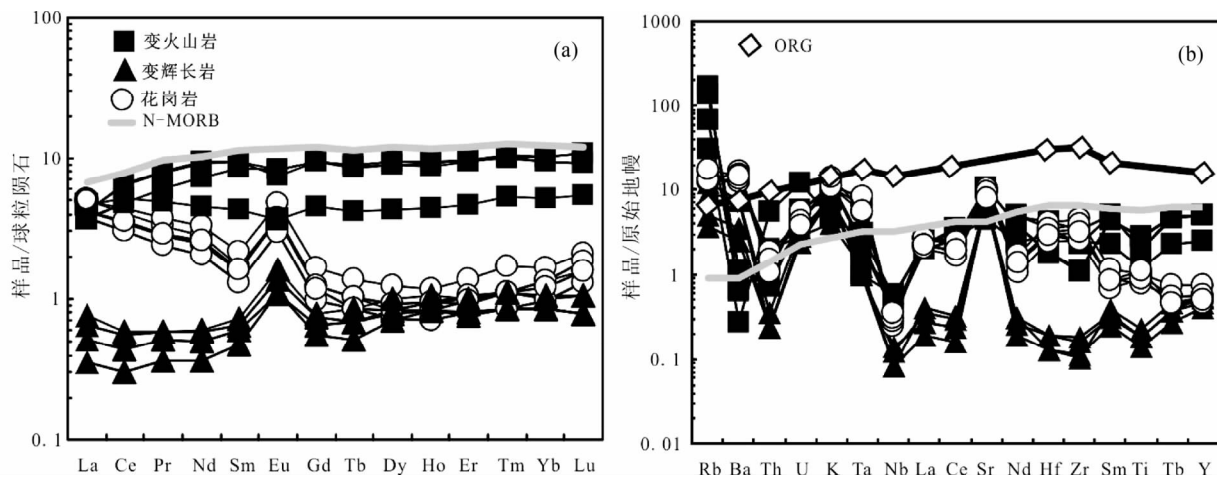


图5 大平沟地区岩石球粒陨石标准化稀土配分模式图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(标准化数据及 N-MORB 值据 Sun and McDonough, 1989; ORG 值据 Pearce *et al.*, 1984)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE-pattern (a) and primitive-mantle normalized spider diagram (b) for rocks from Dapinggou area (normalized and N-MORB data after Sun and McDonough, 1989; ORG data after Pearce *et al.*, 1984)

土略微亏损,重稀土平坦型稀土配分型式(图5a),具有明显的Eu正异常( $\delta\text{Eu} = 1.72 \sim 2.23$ ),指示斜长石的堆晶作用。微量元素原始地幔标准化蛛网图解上(图5b),除活性较强的大离子亲石元素元素(如Rb、Ba、U、K等)以及Sr外,其他元素均呈现一定程度的亏损,其中Sr的正异常应与斜长石堆晶作用有关。

斜长花岗岩的稀土总量较低,  $\Sigma \text{REE} = 7.87 \times 10^{-6} \sim 11.84 \times 10^{-6}$ ,仅为球粒陨石( $3.29 \times 10^{-6}$ )的2~3倍,  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 2.26 \sim 2.93$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.93 \sim 3.96$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.93 \sim 1.01$ ,具有轻稀土略富集,重稀土平坦的稀土配分型式,同时具有明显的Eu正异常( $\delta\text{Eu} = 2.50 \sim 2.73$ )(图5a);微量元素方面(图5b),同典型的大洋斜长花岗岩相比,除富集大离子亲石元素Rb、Ba外,其余微量元素均呈现不同程度的亏损,并伴随Sr的正异常。

## 4 锆石分析结果

### 4.1 锆石 U-Pb 年代学

大平沟地区变辉长岩中的锆石多具自形-半自形短柱状晶形,粒度多在 $150\mu\text{m}$ 左右,长宽比小于2,显示微弱的岩浆震荡环带(图6)。锆石Th、U含量分别变化于 $8.74 \times 10^{-6} \sim 61.04 \times 10^{-6}$ 和 $26.70 \times 10^{-6} \sim 142.9 \times 10^{-6}$ (表2),  $\text{Th}/\text{U} = 0.29 \sim 0.51$ ,平均为0.36,锆石的稀土元素总量和重稀土含量略低(数据略),分别为 $279.6 \times 10^{-6} \sim 1068 \times 10^{-6}$ 和 $274.8 \times 10^{-6} \sim 1050 \times 10^{-6}$ ,具有轻稀土亏损,重稀土明显富集的曲线特征(图7a),且显示了明显的Ce正异常和Eu负异常,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} < 1$ ,指示这些锆石为岩浆成因锆石(Wu and Zheng, 2004)。对该辉长岩中20粒锆石共进行22次分析,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化不大,介于526~546Ma之间,加

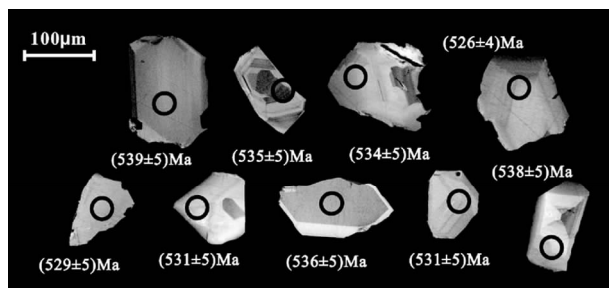


图6 大平沟变辉长岩锆石 CL 图像

Fig. 6 CL images of zircons in metagabbro from Dapinggou area

权平均值为 $535 \pm 2\text{Ma}$ (图7b),代表了变辉长岩的结晶年龄。

大平沟斜长花岗岩中锆石晶面发育,大部分呈自形-半自形长柱状晶型,粒度多在 $50 \sim 100\mu\text{m}$ ,长宽比较大,阴极发光图像(CL)显示其内部较为均一,发育微弱的岩浆生长环带(图8a)。测点的Th、U含量变化较大,分别为 $16.62 \times 10^{-6} \sim 1020 \times 10^{-6}$ 和 $136.0 \times 10^{-6} \sim 1996 \times 10^{-6}$ (表3),  $\text{Th}/\text{U} = 0.03 \sim 1.19$ ,平均为0.53,均具有较高的稀土元素总量和重稀土含量( $\Sigma \text{REE} = 788.4 \times 10^{-6} \sim 18619 \times 10^{-6}$ ,  $\Sigma \text{HREE} = 784.4 \times 10^{-6} \sim 18480 \times 10^{-6}$ ),  $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} < 1$ (数据略),指示这些锆石为岩浆成因锆石(Wu and Zheng, 2004)。对该花岗岩中24粒锆石共进行24次分析,去除由于不同程度Pb丢失而造成谐和度较差的两个测点外,有21个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化于443~503Ma之间,其中有19个测点在谐和线上构成了一个年龄集中区(图9b),其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均值为 $493 \pm 3\text{Ma}$ ,应代表斜长花岗岩的结晶年龄。另有一个测点(2号测点)具有较老的谐和年龄,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 $563 \pm 3\text{Ma}$ ,CL图像(图8b)显示该锆石粒度较大,长宽比

表2 大平沟变辉长岩锆石 LA-ICP-MS 定年分析结果

Table 2 LA-ICP-MS zircon dating result for metagabbro from Dapinggou area

测点号	$^{232}\text{Th}$ ( $\times 10^{-6}$ )	$^{238}\text{U}$ ( $\times 10^{-6}$ )	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
				比值	1 $\sigma$	比值	1 $\sigma$	比值	1 $\sigma$	年龄 (Ma)	1 $\sigma$	年龄 (Ma)	1 $\sigma$	年龄 (Ma)	1 $\sigma$
1	15.58	49.43	0.32	0.06796	0.00132	0.81697	0.01476	0.08719	0.0008	807	52	592	10	538	5
2	19.00	54.93	0.35	0.06215	0.00112	0.7436	0.01243	0.08677	0.00077	528	56	533	10	534	5
3	12.68	39.61	0.32	0.0668	0.00156	0.80374	0.01773	0.08727	0.00085	832	30	599	10	539	5
4	13.43	43.76	0.31	0.05919	0.0012	0.71184	0.0135	0.08723	0.0008	574	25	546	8	539	5
5	31.82	65.33	0.49	0.05687	0.00108	0.67953	0.01207	0.08666	0.00077	486	24	526	7	536	5
6	17.20	48.82	0.35	0.06264	0.00131	0.74319	0.01457	0.08604	0.0008	554	63	534	11	529	5
7	45.17	105.8	0.43	0.07477	0.00094	0.89602	0.00971	0.08691	0.00072	549	53	531	9	526	4
8	14.30	41.71	0.34	0.05777	0.00141	0.6923	0.01599	0.08691	0.00084	521	34	534	10	537	5
9	8.74	26.70	0.33	0.07258	0.00159	0.86502	0.01775	0.08643	0.00083	600	71	540	13	526	5
10	40.43	79.99	0.51	0.06196	0.00094	0.74183	0.01018	0.08682	0.00074	522	55	532	9	534	5
11	48.44	142.9	0.34	0.05849	0.00127	0.69645	0.01424	0.08634	0.00081	548	28	537	9	534	5
12	12.16	38.40	0.32	0.07328	0.00178	0.87309	0.01999	0.0864	0.00087	1022	30	637	11	534	5
13	15.16	43.12	0.35	0.06171	0.00166	0.75537	0.01931	0.08877	0.00091	551	77	547	14	546	5
14	11.33	39.24	0.29	0.06926	0.00137	0.82699	0.0153	0.08659	0.0008	688	58	562	11	531	5
15	16.79	49.93	0.34	0.0567	0.00121	0.67607	0.01362	0.08646	0.0008	480	28	524	8	535	5
16	14.45	43.12	0.34	0.06167	0.00144	0.739	0.01637	0.08689	0.00084	663	31	562	10	537	5
17	21.11	49.42	0.43	0.06076	0.00114	0.72783	0.01275	0.08686	0.00078	631	23	555	7	537	5
18	15.87	46.18	0.34	0.06627	0.00132	0.79246	0.01474	0.08671	0.0008	548	63	534	11	531	5
19	61.04	128.1	0.48	0.05637	0.00094	0.67729	0.01032	0.08713	0.00075	467	19	525	6	539	4
20	12.61	35.45	0.36	0.06483	0.00162	0.7753	0.01836	0.08671	0.00087	769	33	583	11	536	5
21	24.89	69.78	0.36	0.06314	0.00143	0.75381	0.01608	0.08657	0.00083	571	67	540	12	533	5
22	16.17	50.05	0.32	0.06288	0.00114	0.7487	0.01259	0.08633	0.00077	548	55	534	10	531	5

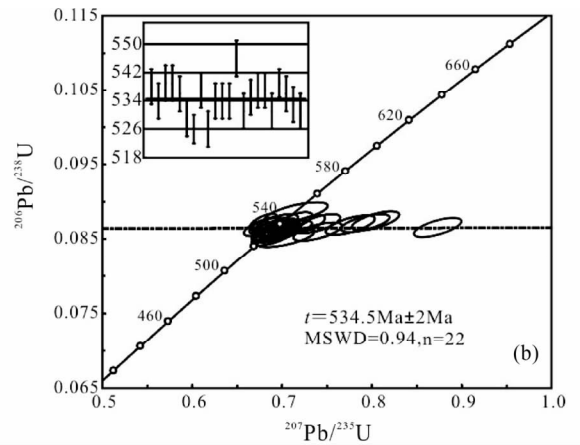
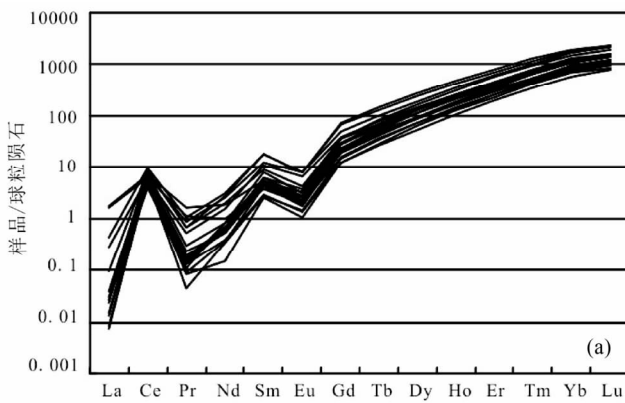


图7 大平沟变辉长岩锆石 REE 配分图(a)和 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE-pattern (a) and U-Pb concordia diagram (b) of zircons in metagabbro from Dapinggou area

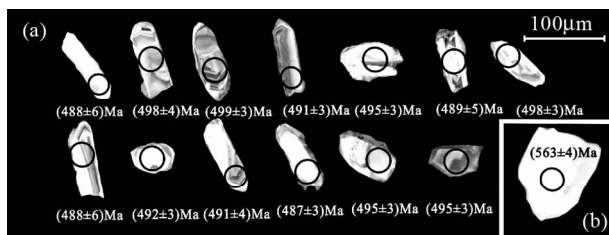


图8 大平沟斜长花岗岩锆石 CL 图像

Fig. 8 CL images of zircons in plagiogranite from Dapinggou area

近于1,内部几乎不发育振荡环带结构,与其它锆石颗粒明显不同,显示出基性岩浆锆石成因特点,推测该锆石可能为捕获锆石。

#### 4.2 锆石 Hf 同位素特征

由于锆石中具有较高的 Hf 含量以及较低的 Lu 含量,因此具有较低的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值,其形成后没有明显的放射性成因 Hf 的积累,所测定的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值基本可以代表锆石结晶时体系的 Hf 同位素组成(吴福元等, 2007)。斜长花岗

表3 大平沟斜长花岗岩锆石 LA-ICP-MS 定年分析结果和 Ti 温度计计算结果

Table 3 LA-ICP-MS zircon dating result and value of Ti-in-zircon thermometer for plagiogranite from Dapinggou area

测点号	$^{232}\text{Th}$ ( $\times 10^{-6}$ )	$^{238}\text{U}$ ( $\times 10^{-6}$ )	Th/U	Ti ( $\times 10^{-6}$ )	$T_{\text{Ti}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	
						比值	1 $\sigma$	比值	1 $\sigma$	比值	1 $\sigma$	年龄 (Ma)	1 $\sigma$	年龄 (Ma)	1 $\sigma$	年龄 (Ma)	1 $\sigma$
1	163.6	414.8	0.39	4.44	675	0.05421	0.00087	0.60003	0.00795	0.08028	0.00044	380	20	477	5	498	3
2	125.2	256.8	0.49	10.76	753	0.05924	0.00174	0.74578	0.02059	0.09131	0.00067	576	47	566	12	563	4
3	504.8	551.9	0.91	28.53	855	0.06061	0.00389	0.65699	0.04122	0.07862	0.00104	625	142	513	25	488	6
4	141.9	313.6	0.45	18.92	810	0.05921	0.00164	0.6507	0.01741	0.0797	0.00055	575	62	509	11	494	3
5	1020	856.5	1.19	43.56	906	0.05732	0.00135	0.62308	0.01422	0.07884	0.00048	504	53	492	9	489	3
6	103.6	243.2	0.43	15.2	787	0.05657	0.00139	0.55481	0.01269	0.07119	0.00051	475	38	448	8	443	3
7	59.12	153.3	0.39	9.06	737	0.05851	0.0012	0.65362	0.01207	0.08108	0.00055	549	28	511	7	503	3
8	820.6	1648	0.5	19.66	814	0.05822	0.0014	0.64419	0.01427	0.08031	0.00061	538	35	505	9	498	4
9	220.9	397.6	0.56	33.22	873	0.05895	0.00084	0.65017	0.00751	0.08005	0.00043	565	16	509	5	496	3
10	87.80	154.9	0.57	9.25	739	0.06389	0.00179	0.69733	0.01824	0.07921	0.00069	738	41	537	11	491	4
11	164.4	287.3	0.57	16.38	794	0.05975	0.00129	0.65195	0.01279	0.07918	0.00056	595	30	510	8	491	3
12	87.58	273.9	0.32	28.36	854	0.06021	0.00218	0.60691	0.02133	0.07311	0.00064	611	80	482	13	455	4
13	18.17	589.0	0.03	7.27	717	0.06007	0.00203	0.63777	0.02102	0.077	0.00058	606	75	501	13	478	3
14	16.62	540.1	0.03	6.9	712	0.06123	0.00219	0.66476	0.02258	0.07877	0.00082	647	55	518	14	489	5
15	266.6	431.3	0.62	12.22	765	0.05692	0.00138	0.63133	0.01478	0.08045	0.00052	488	55	497	9	499	3
16	842.1	1996	0.42	42.84	904	0.08125	0.00145	0.89109	0.0136	0.07957	0.00052	1227	20	647	7	494	3
17	684.3	1193	0.57	94.6	1012	0.05859	0.00254	0.63543	0.02646	0.07868	0.00095	552	70	499	16	488	6
18	450.6	476.1	0.95	23.44	833	0.06495	0.00134	0.70326	0.01293	0.07855	0.00054	773	27	541	8	487	3
19	182.7	282.0	0.65	14.78	784	0.05852	0.0011	0.64331	0.01052	0.07975	0.00049	549	25	504	7	495	3
20	529.1	538.0	0.98	14.87	785	0.05968	0.00101	0.65615	0.00928	0.07973	0.00046	592	21	512	6	495	3
21	134.8	299.5	0.45	10.34	749	0.05866	0.00232	0.63854	0.02454	0.07894	0.00074	555	88	501	15	490	4
22	96.14	225.1	0.43	15.59	789	0.08277	0.00157	0.98015	0.01594	0.08587	0.00058	1264	21	694	8	531	3
23	169.5	387.8	0.44	19.44	812	0.06233	0.00142	0.68247	0.01394	0.07939	0.00056	685	31	528	8	492	3
24	49.26	136.0	0.36	4.86	682	0.05708	0.00347	0.60726	0.03604	0.07716	0.001	495	138	482	23	479	6

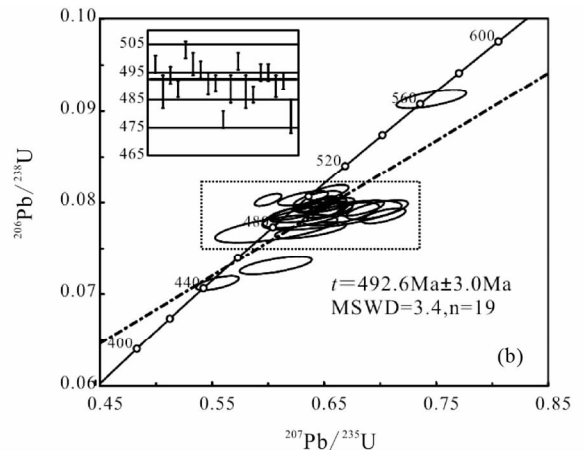
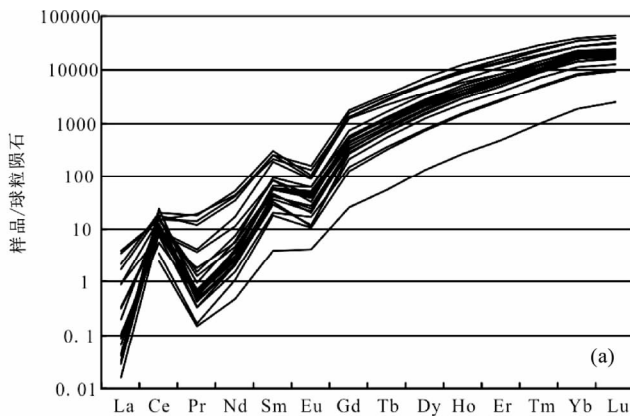


图9 大平沟斜长花岗岩锆石 REE 配分图(a)和 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig. 9 Chondrite-normalized REE-pattern (a) and U-Pb concordia diagram (b) of zircons in plagiogranite from Dapinggou area

岩中锆石的  $f_{\text{Lw/Hf}}$  为  $-0.98 \sim -0.87$ , 均值为  $-0.90$ , 明显小于镁质及硅铝质地壳的  $f_{\text{Lw/Hf}}$  值 (分别为  $-0.34$  和

$-0.72$ ), 故二阶段模式年龄更能反映源区物质从亏损地幔被抽取的时间或源区物质在地壳的平均存留年龄。对于花



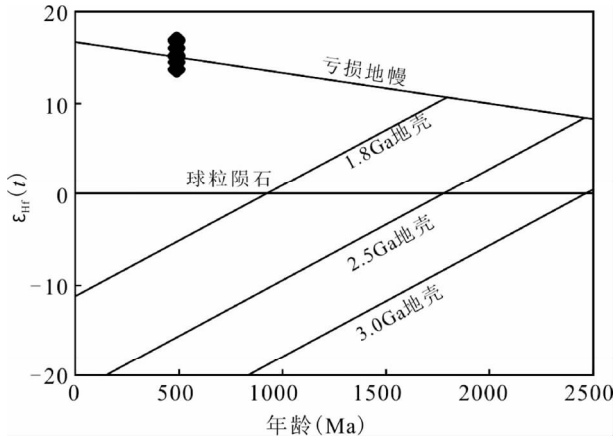


图 10 大平沟地区斜长花岗岩锆石 Hf 同位素  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - $t$  图解

Fig. 10  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - $t$  diagram of zircons in plagiogranite from Dapinggou area

花岗岩来说,一般采用上地壳或总地壳平均成分的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值来计算亏损地幔模式年龄。根据 Hf 同位素相关计算公式,本文采用 Griffin *et al.* (2002) 推荐的总地壳平均成分(0.015)计算  $t_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ 。大平沟斜长花岗岩中锆石具有较高的 Yb 含量(表 4),因此测点的 $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 值普遍较高,介于 0.011272 ~ 0.098131 之间,平均为 0.075399, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值介于 0.000598 ~ 0.004303 之间,平均为 0.0033326, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值介于 0.282882 ~ 0.282937 之间,平均值为 0.282929,利用岩体的形成年龄(493Ma)计算出的  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 均为正值,变化于 13.7 ~ 15.3 之间,对应二阶段 Hf 模式年龄介于 489 ~ 570Ma,平均为 528Ma,与锆石的形成年龄相近,在锆石 Hf 同位素  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - $t$  图解中(图 10),样品点位于亏损地幔演化线附近,表明该花岗岩的岩浆可能来自新生的玄武质下地壳或亏损地幔物质的熔融。

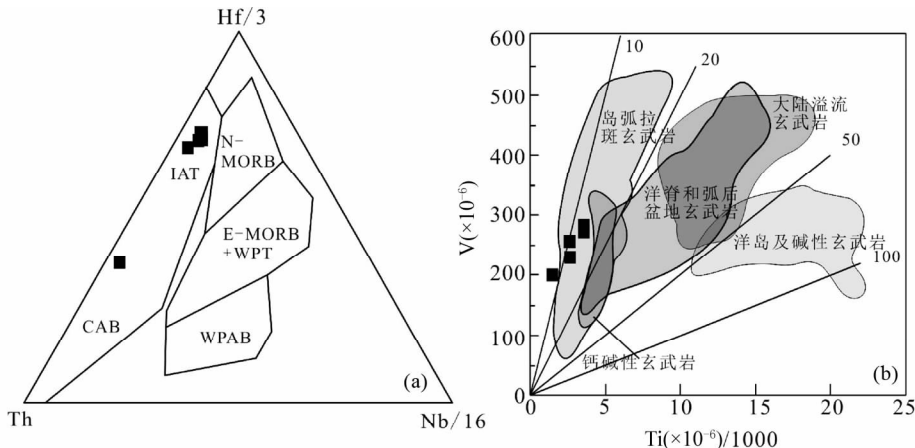


图 11 大平沟地区变火山岩 Hf/3-Th-Nb/16 图解(a, 据 Wood, 1980)和 V-Ti/1000 图解(b, 据 Shervais, 1982)

Fig. 11 Hf/3-Th-Nb/16 diagram (a, after Wood, 1980) and V-Ti/1000 diagram (b, after Shervais, 1982) for metavolcanic from Dapinggou area

## 5 讨论

### 5.1 变火山岩成因及其源区

由于变辉长岩属堆晶成因,这使得对其原始岩浆的讨论较为困难,因此本文将重点讨论变火山岩及斜长花岗岩的成因。岩石学和岩石地球化学研究表明,大平沟地区变火山岩为拉斑系列火山岩,具有轻稀土亏损,重稀土平坦型稀土配分型式,与 N-MORB 相似,但其 REE 含量明显低于 N-MORB,表明该岩石应起源于一个类似 N-MORB 的亏损地幔源区。另外,与典型的大洋中脊玄武岩相比,样品低度富集大离子亲石元素 LILE(如 Rb、Ba、U、K),亏损高场强元素 HFSE(如 Nb、Ta、Th、Zr、Hf、P、Ti),又具有典型的消减带岩浆特征。微量元素组合是反映火山岩形成构造背景的有效途径,在玄武岩 Hf/3-Th-Nb/16 和 V-Ti/1000 环境判别图解中(图 11),样品点均落在岛弧火山岩范围内。这种既有软流圈 MORB 成分特征又有俯冲带环境形成的岛弧火山岩地球化学特征的岩石,通常为消减带之上的弧后盆地次级扩张形成的弧后盆地玄武岩所特有(Xu *et al.*, 2003)。由于岛弧洋壳之下的软流圈地幔已萃取过 N-MORB,因此它是一个比 N-MORB 源区更加亏损及难熔的地幔源区,消减带富 LILE 流体的加入可降低其固相线继而使其发生部分熔融,同时高场强元素 HFSE 则以金红石、钛铁矿、榍石等形式残留下来(Brenan *et al.*, 1994),因此我们认为大平沟地区的变火山岩应代表弧后盆地扩张环境产生的新洋壳。

### 5.2 斜长花岗岩成因及其源区

产于变火山岩中的花岗岩具有低  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (16.18% ~ 17.69%)、 $\text{K}_2\text{O}$  (0.32% ~ 0.42%) 和富钠  $\text{Na}_2\text{O}$  (3.64% ~ 4.69%) 的特征,与传统的大洋斜长花岗岩相似。在  $\text{SiO}_2$ -



所述,我们认为大平沟斜长花岗岩是由高温韧性剪切带中辉长岩在含水条件下部分熔融形成。

利用锆石的 Ti 温度计 (Ferry and Watson, 2007) 获得大平沟斜长花岗岩中锆石形成的平均温度为 800°C 左右 (表 3), 由于锆石在岩浆中结晶较早, 其结晶温度接近岩浆起源的温度 (Anderson, 1997), 表明源区熔融温度应在 800°C 左右。斜长石是基性岩中重要的富铝及富钠矿物, 且微量元素 Eu、Sr 在其中的分配系数远远高于其它矿物, 而 HREE 对于石榴石来说是强相容元素 ( $D \gg 1$ )。大平沟斜长花岗岩的  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  值及  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量较高, 分别介于 8.67 ~ 14.66、16.18% ~ 17.69% 之间, 同时岩石具有明显的 Sr、Eu 正异常以及近于平坦的 HREE 分配模式, 说明源岩在高温韧性剪切环境下发生部分熔融时应处于斜长石及石榴石的不稳定区。实验岩石学资料显示 700 ~ 800°C 时斜长石不稳定的压力介于 0.8 ~ 1.3 GPa (Xiong *et al.*, 2005), 而石榴石稳定线则在 0.9 ~ 1.4 GPa 范围内变化 (Vielzeuf and Schmidt, 2001), 因此源区发生部分熔融的压力条件应在 0.8 ~ 0.9 GPa 之间。综上所述, 大平沟地区的斜长花岗岩为变辉长岩在温度约 800°C, 压力为 0.8 ~ 0.9 GPa 条件下部分熔融形成。

### 5.3 构造意义

前人报道了柴北缘鱼卡河、锡铁山和沙柳河等地的超高压榴辉岩中 700 ~ 850 Ma 继承性锆石的存在 (杨经绥等, 2003; Zhang *et al.*, 2005, 2010; Chen *et al.*, 2009; Song *et al.*, 2010), 且地球化学研究显示这些榴辉岩普遍具有板内玄武岩或 E-MORB 的特征 (杨经绥等, 2003; 孟繁聪等, 2003; Chen *et al.*, 2009; Song *et al.*, 2010), 说明柴北缘部分榴辉岩的原岩为 Rodinia 超大陆裂解过程中形成的裂谷火山岩或初始洋盆火山岩 (Zhang *et al.*, 2005; Chen *et al.*, 2009; Song *et al.*, 2010), 指示柴北缘地区在新元古代存在一期洋盆的裂解事件。另一方面, 在柴北缘地区已有少量早古生代洋壳残片及其上覆岩系的报道: 如锡铁山地区的洋岛玄武岩 (~521 Ma) (朱小辉等, 2012)、绿梁山地区的洋脊玄武岩 (~542 Ma) (王惠初等, 2003) 以及都兰沙柳河地区的一套经历了超高压变质作用的早古生代洋壳岩石组合 (~516 Ma) (张贵宾等, 2005; 张贵宾和张立飞, 2011; Zhang *et al.*, 2008, 2009b)。与此同时, 在柴北缘地区广泛分布的滩间山群火山岩的主体为形成在俯冲带环境下的岛弧火山岩, 其时代介于 450 ~ 514 Ma (高晓峰等, 2011)。而本地区超高压变质作用发生的时代则介于 420 ~ 458 Ma 之间 (Song *et al.*, 2004, 2006; Mattinson *et al.*, 2006; Chen *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2009a, 2010)。同时前人对柴北缘地区古生代花岗岩的研究表明本地区岩浆活动时代主要有以下几个阶段: 460 ~ 475 Ma (岛弧或活动大陆边缘环境)、440 ~ 450 Ma (陆陆碰撞)、370 ~ 410 Ma (碰撞后陆壳减薄) 以及 260 ~ 275 Ma (陆内俯冲) (吴才来等, 2004)。

本文对绿梁山地区弧后盆地型蛇绿岩利用 LA-ICP-MS

方法进行锆石 U-Pb 定年获得变辉长岩的形成时代为 535 Ma, 斜长花岗岩的形成时代为 493 Ma, 表明该蛇绿岩发育的时代至少介于 493 ~ 535 Ma 之间, 从另一方面也暗示柴北缘发生洋壳俯冲的时代可能早于 535 Ma。上述分析表明晋宁运动后柴北缘地区已进入大洋地壳的发育及演化阶段, 沿柴达木盆地北缘连续分布的岩石记录表明该洋盆可能在早古生代已具有一定的规模。其中 535 Ma 之前为大洋地壳形成发育阶段, 该洋壳可能是在柴北缘地区新元古代罗迪尼亚大陆裂解的基础上发育形成的; 535 ~ 450 Ma 时洋盆发生俯冲消减, 形成了一系列的岛弧火山岩及岩浆岩; 450 Ma 以后洋盆闭合消失, 在俯冲大洋板块的拖曳作用下, 柴达木板块发生陆壳深俯冲并形成了超高压变质岩。

## 6 结论

(1) 出露于柴北缘西段绿梁山地区大平沟地区的变火山岩具有岛弧火山岩及大洋中脊玄武岩双重地球化学特征, 代表了弧后盆地扩张环境产生的新洋壳; 产于其中的斜长花岗岩地球化学及 Hf 同位素特征显示其为幔源 M 型花岗岩, 为变辉长岩在高温韧性剪切带中含水条件下部分熔融形成, 形成温压条件为  $T = \sim 800^\circ\text{C}$ ,  $P = 0.8 \sim 0.9 \text{ GPa}$ 。

(2) 利用 LA-ICP-MS 微区原位锆石 U-Pb 定年获得变辉长岩的形成时代为  $535 \pm 2 \text{ Ma}$ , 斜长花岗岩的形成时代为  $493 \pm 3 \text{ Ma}$ , 推断柴北缘绿梁山地区弧后盆地开张时限至少介于 493 ~ 535 Ma 之间, 并暗示柴北缘地区古大洋在 535 Ma 之前已发生俯冲消减作用。

**致谢** 两位审稿人对本文提出了宝贵的修改意见, 在此谨表谢意。

## References

- Anderson JL. 1997. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87 (1-2): 125-138
- Barker F. 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F (ed.). *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Amsterdam: Elsevier, 1-12
- Brenan JM, Shaw HF, Phinney DL *et al.* 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: Implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3-4): 327-339
- Chen DL, Liu L, Sun Y and Liou JG. 2009. Geochemistry and zircon U-Pb dating and its implications of the Yukaha HP/UHP terrane, the North Qaidam, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(3-4): 259-272
- Coleman RG and Peterman ZE. 1975. Oceanic plagiogranite. *Journal of Geophysical Research*, 80(8): 1099-1108
- Ferry JM and Watson EB. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4): 429-437
- Flagler PA and Spray JG. 1991. Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones. *Geology*, 19(1): 70-

- Gao S, Ling WL, Qiu YM, Lian Z, Hartmann G and Simon K. 1999. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton; Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(13-14): 2071-2088
- Gao XF, Xiao PX and Jia QZ. 2011. Redetermination of the Tanjianshan Group: Geochronological and geochemical evidence of basalts from the margin of the Qaidam Basin. *Acta Geologica Sinica*, 85(9): 1452-1463 (in Chinese with English abstract)
- Gerlach DC, Leeman WP and Avé Lallemant HG. 1981. Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77(1): 82-89
- Griffin WL, Wang X, Jackson SE, Pearson NJ, O'Reilly SY, Xu XS and Zhou XM. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China; In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61(3-4): 237-269
- Koepke J, Feig ST, Snow J and Freise M. 2004. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: An experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(4): 414-432
- Koepke J, Berndt J, Feig ST and Holz F. 2007. The formation of SiO<sub>2</sub>-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(1): 67-84
- Li F, Wu ZL, Li BZ and Wang LF. 2006. Revision of the Tanjianshan Group on the northern margin of the Qaidam Basin. *Northwestern Geology*, 39(3): 83-90 (in Chinese with English abstract)
- Li WX and Li XH. 2003. Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China; Geochemical and Nd isotopic evidence. *Precambrian Research*, 112(1-4): 29-44
- Li WX and Li XH. 2003. Rock types and tectonic significance of the granitoid rocks within ophiolites. *Advance In Earth Sciences*, 18(3): 392-397 (in Chinese with English abstract)
- Mattinson CG, Wooden JL, Liou JG, Bird DK and Wu CL. 2006. Age and duration of eclogite-facies metamorphism, North Qaidam HP/UHP Terrane, western China. *American Journal of Science*, 306(9): 683-711
- Meng FC, Zhang JX, Yang JS and Xu ZQ. 2003. Geochemical characteristics of eclogites in Xitieshan area, North Qaidam of northwestern China. *Acta Petrologica Sinica*, 19(3): 435-442 (in Chinese with English abstract)
- Pan GT, Li XZ, Wang LQ, Ding J and Chen ZL. 2002. Preliminary division of tectonic units of the Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent regions. *Geological Bulletin of China*, 21(11): 701-707 (in Chinese with English abstract)
- Pearce JA, Harris NBW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983
- Peccerillo A and Taylor SR. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81
- Pedersen RB and Malpas J. 1984. The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, western Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88(1-2): 36-52
- Peters T and Kamber BS. 1994. Peraluminous potassium-rich granitoids in the Semail ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(3): 229-238
- Rickwood PC. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4): 247-263
- Shervais JW. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 101-118
- Song SG, Yang JS and Niu YL. 2004. Ultra-deep origin of garnet peridotite from the North Qaidam ultrahigh-pressure belt, northern Tibetan Plateau, NW China. *American Mineralogist*, 89(8-9): 1330-1336
- Song SG, Zhang LF, Niu YL, Su L, Song B and Liu DY. 2006. Evolution from oceanic subduction to continental collision; A case study from the northern Tibetan Plateau based on geochemical and geochronological data. *Journal of Petrology*, 47(3): 435-455
- Song SG, Niu YL, Zhang LF and Zhang GB. 2009. Time constraints on orogenesis from oceanic subtraction to continental subduction, collision, and exhumation: An example from North Qilian and North Qaidam HP-UHP belts. *Acta Petrologica Sinica*, 25(9): 2067-2077 (in Chinese with English abstract)
- Song SG, Su L, Li XH, Zhang GB, Niu YL and Zhang LF. 2010. Tracing the 850Ma continental flood basalts from a piece of subducted continental crust in the North Qaidam UHPM belt, NW China. *Precambrian Research*, 183(4): 805-816
- Sun SS. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical and Physical Sciences*, 297(1431): 409-445
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313-345
- Vielzeuf D and Schmidt MW. 2001. Melting relations in hydrous systems revisited; Application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(3): 251-267
- Wang HC, Lu SN, Yuan GB, Xin HT, Zhang BH, Wang QH and Tian Q. 2003. Tectonic setting and age of the "Tanjianshan Group" on the northern margin of the Qaidam Basin. *Geological Bulletin of China*, 22(7): 487-493 (in Chinese with English abstract)
- Wang HC, Lu SN, Mo XX, Li HK and Xin HT. 2005. An Early Paleozoic collisional orogen on the northern margin of the Qaidam basin, northwestern China. *Geological Bulletin of China*, 24(7): 603-612 (in Chinese with English abstract)
- Whitehead J, Dunning GR and Spray JG. 2000. U-Pb geochronology and origin of granitoid rocks in the Theford Mines ophiolite, Canadian Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, 112(6): 915-928
- Winchester JA and Floyd PA. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343
- Wood DA. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30
- Wu CL, Yang JS, Xu ZQ, Wooden JL, Ireland T, Li HB, Shi RD, Meng FC, Chen SY, Persing H and Meibom A. 2004. Granitic magmatism on the Early Paleozoic UHP belt of northern Qaidam, NW China. *Acta Geologica Sinica*, 78(5): 658-674 (in Chinese with English abstract)
- Wu FY, Li XH, Zheng YF and Gao S. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185-220 (in Chinese with English abstract)
- Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1554-1569
- Xiong XL, Adam J and Green TH. 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt; Implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218(3-4): 339-359
- Xu JF, Castillo PR, Chen FR, Niu HC, Yu XY and Zhen ZP. 2003. Geochemistry of Late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, Northwest China; Implications for back-arc mantle evolution. *Chemical Geology*, 193(1-2): 137-154
- Xu ZQ, Yang JS, Wu CL, Li HB, Zhang JX, Qi XX, Song SG and Qiu HJ. 2006. Timing and mechanism of formation and exhumation of the northern Qaidam ultrahigh-pressure metamorphic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(2-3): 160-173
- Yang JS, Song SG, Xu ZQ et al. 2001. Discovery of coesite in the North

- Qaidam Early Paleozoic Ultrahigh-High Pressure (UHP-HP) metamorphic belt, NW China. *Acta Geologica Sinica*, 75(2): 175 - 179 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Zhang JX, Meng FC, Shi RD, Wu CL, Xu ZQ, Li HB and Chen SY. 2003. Ultrahigh pressure eclogites of the North Qaidam and Altun mountains, NW China and their protoliths. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 291 - 313 (in Chinese with English abstract)
- Yuan HL, Gao S, Liu XM, Li HM, Günther D and Wu FY. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3): 357 - 370
- Yuan HL, Gao S, Dai MN, Zong CL, Günther D, Fontaine GH, Liu XM and Diwu CR. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 247(1-2): 100 - 118
- Zhang GB, Song SG, Zhang LF, Niu YL and Shu GM. 2005. Ophiolite-type mantle peridotite from Shaliuhe, North Qaidam UHPM belt, NW China and its tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 21(4): 1049 - 1058 (in Chinese with English abstract)
- Zhang GB, Song SG, Zhang LF and Niu YL. 2008. The subducted oceanic crust within continental-type UHP metamorphic belt in the North Qaidam, NW China: Evidence from petrology, geochemistry and geochronology. *Lithos*, 104: 99 - 118
- Zhang GB, Ellis DJ, Christy AG, Zhang LF, Niu YL and Song SG. 2009a. UHP metamorphic evolution of coesite-bearing eclogite from the Yuka terrane, North Qaidam UHPM belt, NW China. *European Journal of Mineralogy*, 21(6): 1287 - 1300
- Zhang GB, Zhang LF, Song SG and Niu YL. 2009b. UHP metamorphic evolution and SHRIMP geochronology of a coesite-bearing meta-ophiolitic gabbro in the North Qaidam, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(3-4): 310 - 322
- Zhang GB and Zhang LF. 2011. Rodingite from oceanic lithology of Shaliuhe terrane in North Qaidam UHPM belt and its geological implication. *Earth Science Frontiers*, 18(2): 151 - 157 (in Chinese with English abstract)
- Zhang JX, Yang JS, Mattinson CG, Xu ZQ, Meng FC and Shi RD. 2005. Two contrasting eclogite cooling histories, North Qaidam HP/UHP terrane, western China: Petrological and isotopic constraints. *Lithos*, 84(1-2): 51 - 76
- Zhang JX, Meng FC, Li JP and Mattinson CG. 2009c. Coesite in eclogite from the North Qaidam Mountains and its implications. *Chinese Science Bulletin*, 54(6): 1105 - 1110
- Zhang JX, Mattinson CG, Yu SY, Li JP and Meng FC. 2010. U-Pb zircon geochronology of coesite-bearing eclogites from the southern Dulan area of the North Qaidam UHP terrane, northwestern China: Spatially and temporally extensive UHP metamorphism during continental subduction. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(9): 955 - 978
- Zhang RY, Liou JG, Iizuka Y and Yang JS. 2009d. First record of K-cymrite in North Qaidam UHP eclogite, Western China. *American Mineralogist*, 94(2-3): 222 - 228
- Zhu XH, Chen DL, Liu L, Wang C, Yang WQ, Cao YT and Kang L. 2012. Chronology and geochemistry of the mafic rocks in Xitieshan area, North Qaidam. *Geological Bulletin of China*, 31(12): 2079 - 2089 (in Chinese with English abstract)

## 附中文参考文献

- 高晓峰, 校培喜, 贾群子. 2011. 滩间山群的重新厘定——来自柴达木盆地周缘玄武岩年代学和地球化学证据. *地质学报*, 85(9): 1452 - 1463
- 李峰, 吴志亮, 李保珠, 汪林峰. 2006. 柴达木盆地北缘滩间山群新厘定. *西北地质*, 39(3): 83 - 90
- 李武显, 李献华. 2003. 蛇绿岩中的花岗质岩石成因类型和构造意义. *地球科学进展*, 18(3): 392 - 397
- 孟繁聪, 张建新, 杨经绥, 许志琴. 2003. 柴北缘锡铁山榴辉岩的地球化学特征. *岩石学报*, 19(3): 435 - 442
- 潘桂棠, 李兴振, 王立全, 丁俊, 陈志梁. 2002. 青藏高原及邻区大地构造单元初步划分. *地质通报*, 21(11): 701 - 707
- 宋述光, 牛耀龄, 张立飞, 张贵宾. 2009. 大陆造山运动: 从大洋俯冲到大陆俯冲、碰撞、折返的时限——以北祁连山、柴北缘为例. *岩石学报*, 25(9): 2067 - 2077
- 王惠初, 陆松年, 袁桂邦, 辛后田, 张宝华, 王青海, 田琪. 2003. 柴达木盆地北缘滩间山群的构造属性及形成时代. *地质通报*, 22(7): 487 - 493
- 王惠初, 陆松年, 莫宣学, 李怀坤, 辛后田. 2005. 柴达木盆地北缘早古生代碰撞造山系统. *地质通报*, 24(7): 603 - 612
- 吴才来, 杨经绥, 许志琴, Wooden JL, Ireland T, 李海兵, 史仁灯, 孟繁聪, 陈松永, Persing H, Meibom A. 2004. 柴达木盆地北缘古生代超高压带中花岗质岩浆作用. *地质学报*, 78(5): 658 - 674
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. *岩石学报*, 23(2): 185 - 220
- 杨经绥, 宋述光, 许志琴等. 2001. 柴达木盆地北缘早古生代高压-超高压变质带中发现典型超高压矿物-柯石英. *地质学报*, 75(2): 175 - 179
- 杨经绥, 张建新, 孟繁聪, 史仁灯, 吴才来, 许志琴, 李海兵, 陈松永. 2003. 中国西部柴北缘-阿尔金的超高压变质榴辉岩及其原岩性质探讨. *地学前缘*, 10(3): 291 - 313
- 张贵宾, 宋述光, 张立飞, 牛耀玲, 舒桂明. 2005. 柴北缘超高压变质带沙柳河蛇绿岩型地幔橄辉岩及其意义. *岩石学报*, 21(4): 1049 - 1058
- 张贵宾, 张立飞. 2011. 柴北缘沙柳河地区洋壳超高压变质单元中异常钙榴辉岩的发现及其地质意义. *地学前缘*, 18(2): 151 - 157
- 朱小辉, 陈丹玲, 刘良, 王超, 杨文强, 曹玉亭, 康磊. 2012. 柴北缘锡铁山地区镁铁质岩石的时代及地球化学特征. *地质通报*, 31(12): 2079 - 2089