

陈艳虹, 杨经绥, 张岚, 等. 西藏泽当蛇绿岩中角闪辉长岩矿物学特征及其成因启示[J]. 中国地质, 2015, 42(5): 1421–1442.

Chen Yanhong, Yang Jingsui, Zhang Lan, et al. Mineralogical study of the hornblende gabbro in Zetang ophiolite, southern Tibet, and its genetic implications[J]. *Geology in China*, 2015, 42(5):1421–1442 (in Chinese with English abstract).

## 西藏泽当蛇绿岩中角闪辉长岩矿物学特征 及其成因启示

陈艳虹<sup>1</sup> 杨经绥<sup>1</sup> 张 岚<sup>1,2</sup> 熊发挥<sup>1</sup> 来盛民<sup>1,2</sup>

(1. 大陆构造与动力学国家重点实验室地幔研究中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

2. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

**摘要:**西藏泽当蛇绿岩位于雅鲁藏布江缝合带东段,由地幔橄榄岩、辉长岩、玄武岩等组成,地幔橄榄岩中发育有少量辉石岩、辉长岩、斜长花岗岩和角闪辉长岩。本文研究的角闪辉长岩侵入于泽当地幔橄榄岩的辉石岩中,主要由角闪石、葡萄石+绿帘石和少量Fe-Ti氧化物组成。岩石中角闪石呈自形,伟晶结构,褐色,均一的干涉色,与交代成因的角闪石相比具有较高的Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7.0%~11.0%)、TiO<sub>2</sub> (1.0%~2.5%)和Na<sub>2</sub>O (1.0%~1.9%)含量,指示其为岩浆成因;Fe-Ti氧化物以磁铁矿为主(TiO<sub>2</sub>=1.2%~13.2%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=40.6%~61.4%; FeO=31.1%~43.6%),与钛铁矿(TiO<sub>2</sub>=36.2%~50.8%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=2.5%~24.6%; FeO=33.0%~43.7%)经常呈矿物对共生或出溶钛铁矿,磁铁矿—钛铁矿计算矿物平衡氧逸度(-logf<sub>O<sub>2</sub></sub>)为12.4~22.8,约为NNO+1,比正常MORB氧化程度高,指示岩浆结晶时具有较高的水逸度。其锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为11.0~19.8,显示亏损地幔源区特征。岩石地球化学分析显示其具有高的Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(20.4%~22.4%)、TiO<sub>2</sub>(1.0%~1.5%),低的MgO(4.1%~5.5%)含量类似高铝玄武岩的特征。泽当角闪辉长岩可能由亏损地幔部分熔融形成的含水岩浆经过演化(分离结晶作用等)形成的低镁高铝类似高铝玄武岩的岩浆结晶形成。然而样品严重亏损轻稀土(LREE),与常见于岛弧区的高铝玄武岩不同,可能为蛇纹石化的洋壳或地幔橄榄岩在俯冲早期脱水使得地幔楔发生部分熔融导致。对泽当蛇绿岩中侵入岩及地幔橄榄岩进行更详细的调查研究将对揭示泽当蛇绿岩的形成环境构造背景提供更多的线索。

**关键词:**角闪石; Fe-Ti氧化物; 角闪辉长岩; 泽当蛇绿岩

中图分类号: P588.12<sup>4</sup> 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2015)05-1421-22

### Mineralogical study of the hornblende gabbro in Zetang ophiolite, southern Tibet, and its genetic implications

CHEN Yan-hong<sup>1</sup>, YANG Jing-sui<sup>1</sup>, ZHANG Lan<sup>1,2</sup>, XIONG Fa-hui<sup>1</sup>, LAI Sheng-min<sup>1,2</sup>

(1. *CARMA, State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology,*

收稿日期: 2015-06-15; 改回日期: 2015-07-23

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40930313)、中国地质调查局工作项目(12120115027201)和中国地质科学院地质研究所基本科研业务费项目(J1526)联合资助。

作者简介: 陈艳虹, 女, 1990年生, 硕士生, 主要从事岩石学研究; E-mail: chenylight@126.com。

通讯作者: 杨经绥, 男, 1950年生, 研究员, 从事青藏高原和造山带的岩石大地构造研究; E-mail: yangjsui@163.com。

*Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)*

**Abstract:** Zetang ophiolite is mainly composed of peridotite, gabbro and basalt. Hornblende gabbro, which was intruded into the peridotite, comprises amphibole, prehnite + pumpellyite and minor Fe-Ti oxides. The amphibole in hornblende gabbro is brown euhedral with homogeneous interference color and has higher  $Al_2O_3$  (7.0%–11.0%),  $TiO_2$  (1.0%–2.5%), as well as  $Na_2O$  (1.0%–1.9%) values than the amphibole of metasomatic genesis, implying that the amphibole is of primary magmatic origin. The Fe-Ti oxides consist of magnetite ( $TiO_2=1.2\%–13.2\%$ ;  $Fe_2O_3=40.6\%–61.4\%$ ;  $FeO=31.1\%–43.6\%$ ) and ilmenite ( $TiO_2=36.2\%–50.8\%$ ;  $Fe_2O_3=2.5\%–24.6\%$ ;  $FeO=33.0\%–43.7\%$ ). The ilmenites always exhibit trellis and sandwich textures or are closely spaced (composite type) in the magnetite host. The oxygen fugacities (expressed as  $-\log f_{O_2}$ ) of the Fe-Ti oxides calculated by ilmenite-magnetite geothermobarometry are 12.4–22.8 (approximately NNO+1), indicating that the presence of high water activities during crystallization. The positive  $\epsilon_{Hf}(t)$  values (+11.0 to +19.8) of the sample suggest that it came from depleted mantle (DM). The hornblende gabbro is characterized by high  $Al_2O_3$  (20.4%–22.4%) and  $TiO_2$  (1.0%–1.5%), low MgO (4.1%–5.5%) values, similar to features of high-alumina basalt (HAB). The hornblende gabbro might have been formed by evolved mantle-derived hydrous magma rich in volatile, Ti and  $Al_2O_3$ . However, the sample shows depleted light rare earth element (LREE) patterns, which is different from features of HAB in the subduction zone. The rocks were probably formed by partial melting of mantle wedge induced by dehydration of serpentinized subducted oceanic lithosphere.

**Key words:** amphibole; Fe-Ti oxides; hornblende gabbro; Zetang ophiolite

**About the first author:** CHEN Yan-hong, female, born in 1990, master, majors in mineralogy, petrology and economic geology; E-mail: chenylight@126.com.

**About the corresponding author:** YANG Jing-sui, male, born in 1950, senior researcher, engages in the study of petrology and tectonics of the Tibetan Plateau and orogenic belts; E-mail: yangjsui@163.com.

## 1 引 言

蛇绿岩是构造就位于大陆地壳中的大洋岩石圈碎片,代表消失的古大洋,记录了大洋岩石圈形成、发展至消亡历程中的岩浆、变质等作用。蛇绿岩中基性—超基性侵入岩作为大洋岩石圈地幔部分熔融的产物,其形成过程与蛇绿岩的形成环境及构造活动密切相关,研究其成因及形成时代为恢复大洋的扩张历史提供了重要的信息。

新特提斯洋的闭合致使了印度板块与欧亚大陆碰撞,并在青藏高原的南缘留下了一条东西向延伸近2000 km的雅鲁藏布江缝合带。雅鲁藏布江缝合带发育有中国最大、保存较好的蛇绿岩,加之近年来在其地幔橄榄岩以及铬铁矿中发现大量超高压矿物<sup>[1]</sup>,使其得到了众多国内外学者的关注。但是对于其形成环境与时代,至今仍存在许多争议<sup>[2–5]</sup>。

泽当蛇绿岩,作为雅鲁藏布江缝合带东段出露面积最大的蛇绿岩岩体之一,发育有较完整的蛇绿岩岩相组合,其形成时代与成因尚未取得一致的认识<sup>[6–8]</sup>。本文报道了泽当蛇绿岩中早白垩世的一期

含水岩浆活动,通过对侵入辉石岩中的角闪辉长岩进行岩石学、矿物学、地球化学和年代学研究,获得岩石形成温度和氧逸度等物理条件,探讨其形成机制和构造背景。

## 2 地质背景及样品描述

青藏高原由多块体多期次拼合而成,从北至南依次为昆仑—祁连地块、松潘甘孜地块、羌塘地块、拉萨地块和印度板块(图1-a),分别以阿尼玛卿—昆仑缝合带(AKSZ)、金沙江缝合带(JSZ)、班公湖—怒江缝合带(BNSZ)以及雅鲁藏布江缝合带(YZSZ)为界<sup>[9]</sup>。雅鲁藏布江缝合带代表了新特提斯洋盆的开启、消减、闭合及印度—欧亚大陆碰撞界线<sup>[10–13]</sup>。沿着雅鲁藏布江缝合带断续分布有大小不等的蛇绿岩岩体。

泽当蛇绿岩位于雅鲁藏布江缝合带东段,泽当县城以西,雅鲁藏布江南岸(图1-b)。泽当蛇绿岩岩体呈东西展布,主岩体长约23 km,西端最宽处约4 km,东端最窄处约1.5 km,出露面积约为45 km<sup>2</sup><sup>[4]</sup>。蛇绿岩的南侧为印度被动大陆边缘晚三叠世的复

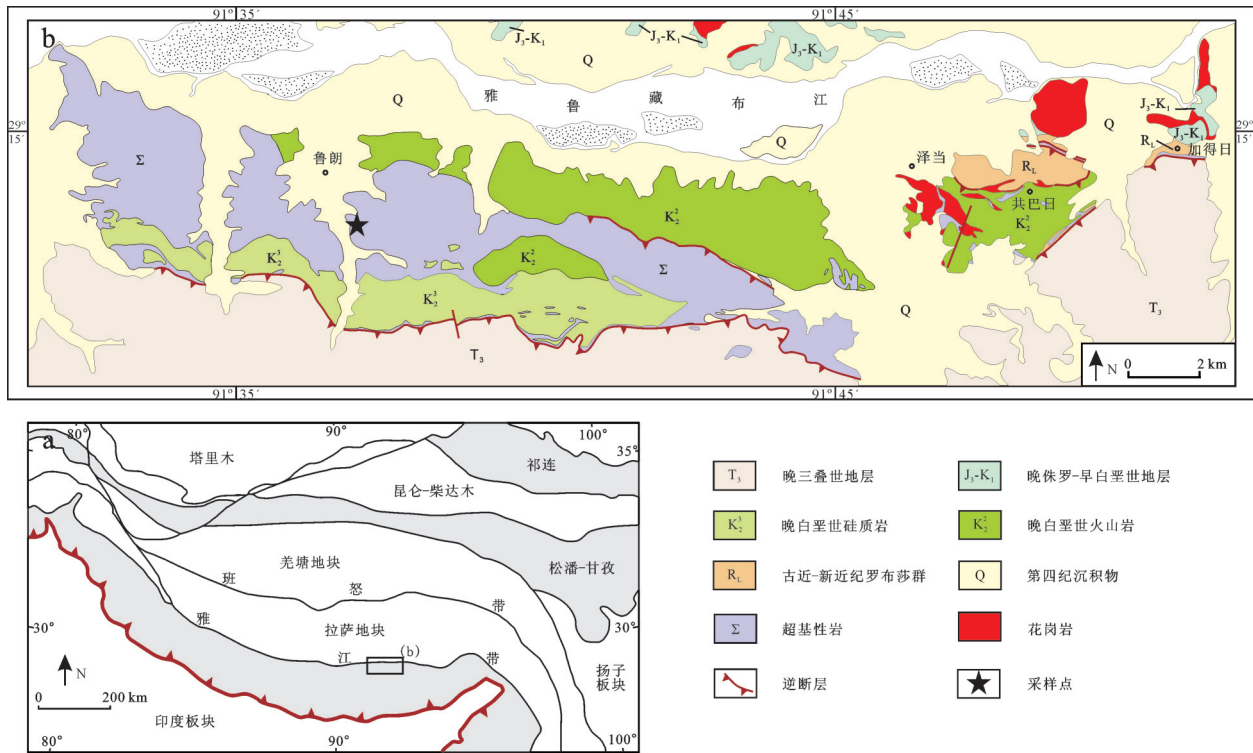


图1 研究地区地质简图

a—青藏高原构造格局简图<sup>[21]</sup>; b—西藏泽当地区地质简图<sup>[22]</sup>; T<sub>3</sub>—晚三叠世复理石沉积地层; J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>—晚侏罗—早白垩世火山沉积地层; K<sub>2</sub><sup>1</sup>—晚白垩世硅质岩; K<sub>2</sub><sup>2</sup>—晚白垩世火山岩; R<sub>1</sub>—罗布莎群砾岩; Q—第四纪沉积物; Σ—超基性岩

Fig. 1 Geological sketch map of Zetang area

a-Sketch map of the Tibetan Plateau<sup>[21]</sup>; b-Geological map of the Zetang area, southern Tibet<sup>[22]</sup>; T<sub>3</sub>-Late Triassic flysch; J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>-Late Jurassic to early Cretaceous volcanic-sedimentary rock; K<sub>2</sub><sup>1</sup>-Late Cretaceous chert; K<sub>2</sub><sup>2</sup>-Late Cretaceous volcanic rock; R<sub>1</sub>-Luobusha conglomerate Formation; Q-Quaternary sediments; Σ-Ultramafic rock

理石沉积朗杰学群姐德秀组(T<sub>3j</sub>),主要由变长石石英砂岩、千枚岩、板岩夹粉砂岩及灰岩透镜体组成,与泽当蛇绿岩呈断层接触。蛇绿岩的北侧为有别于蛇绿岩的弧火山岩及侵入岩组合的泽当地体,主要由玄武岩、玄武安山岩、安山岩、花岗闪长岩、斜长角闪岩、英云闪长岩等岩石组成<sup>[15]</sup>,大量的锆石U-Pb定年以及角闪石<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar定年指示泽当地体的年龄为152~160 Ma<sup>[16-18]</sup>。对于该套岩石的归属至今仍存在争议:洋内岛弧<sup>[6,15-17]</sup>和拉萨地块冈底斯岩浆弧<sup>[18]</sup>。泽当地体的北侧以雅鲁藏布江断裂与拉萨地块断层接触,分布有晚侏罗—晚白垩世的火山沉积建造桑日群麻木下组地层以及冈底斯岩基,大部分地层出露于雅鲁藏布江北岸,少量出露在泽当镇以东,与泽当地体接触关系被罗布莎群砾岩不整合覆盖,难以观察。麻木下组由具有高Sr/Y比值的晚侏罗—晚白垩世的安山岩、英安岩以及结晶灰岩组

成<sup>[19-20]</sup>。东部罗布莎群砾岩主要由英安岩以及花岗岩的砾石组成,沿着沉积层序砾石的大小呈韵律变化,并在其中发育有透镜状蛇纹石化超基性岩。

地幔橄榄岩为泽当蛇绿岩的主要部分,由辉石含量较高的方辉橄榄岩和二辉橄榄岩组成,其中含有少量的纯橄岩及辉石岩条带,并发育有辉长岩、辉绿岩脉。地幔橄榄岩的南侧出露有少量辉长辉绿岩、玄武质熔岩和深海沉积物,可能属于泽当蛇绿岩的洋壳部分。本文研究的角闪辉长岩为转石,发现于泽当蛇绿岩中,并与辉石岩接触(图2),但未能追踪到其原位岩石。由与角闪辉长岩接触的辉石岩与泽当蛇绿岩中的辉石岩结构、组成相似,并且角闪辉长岩的年龄与前人得到的泽当蛇绿岩中侵入岩<sup>[8]</sup>的年龄基本一致,本文认为这套角闪辉长岩应属于泽当蛇绿岩的一部分,可能产于地幔橄榄岩中。

橄榄辉石岩:呈黑绿色,块状构造(图2),粗粒状



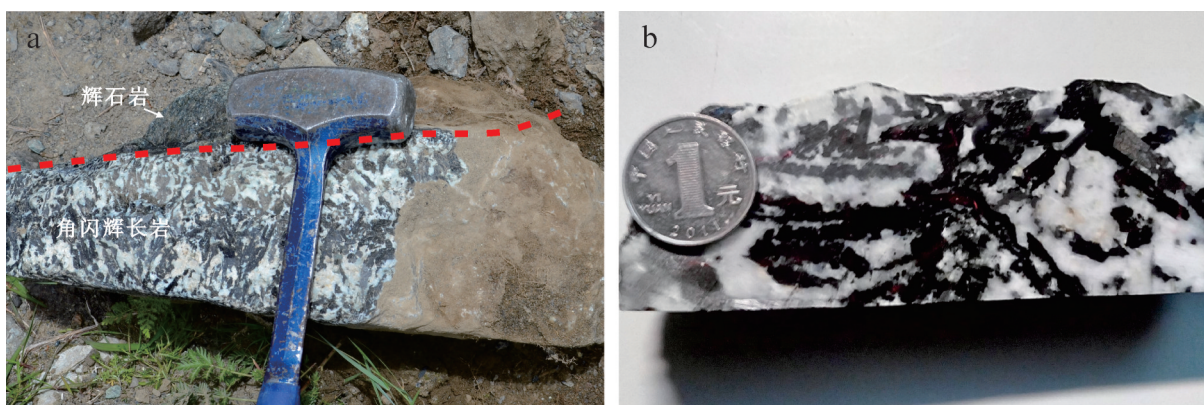


图2 泽当角闪辉长岩照片

Fig.2 Occurrence of Zetang hornblende gabbro

结构(图3-a),主要由单斜辉石(70%)、斜方辉石(15%)和橄榄石(15%)组成。单斜辉石呈自形一半自形短柱状或等轴粒状,粒径为1~10 mm不等;斜方辉石与橄榄石多分布于单斜辉石颗粒之间,斜方辉石多呈他形,粒径为0.5~1 mm;橄榄石呈粒状,粒径为0.1~1 mm。靠近角闪辉长岩的单斜辉石多被交代转变成角闪石,交代形成的角闪石在单偏光下呈褐绿色(图3-b);而橄榄石则蚀变形成蛇纹石。

角闪辉长岩:呈灰黑色,块状结构(图2),粗粒状结构,主要由角闪石(60%)、蚀变矿物葡萄石+绿帘石(35%)以及少量Fe-Ti氧化物(5%)组成。角闪石呈自形一半自形长柱状,长轴长为1~4 cm,在单偏光下呈浅褐色,具有明显的多色性;早期可能存在斜长石,但已完全蚀变成葡萄石+绿帘石组合;在角闪石以及葡萄石+绿帘石中包含有Fe-Ti氧化物,其中磁铁矿已转变成绿泥石,而早期出溶的钛铁矿仍保留(图3-c)。

橄榄辉石岩-角闪辉长岩接触带(图3-d)沿着橄榄辉石岩与角闪辉长岩接触带(宽1.0~2.0 mm),主要由Fe-Ti氧化物、少量斜方辉石(后将该产状斜方辉石称为次生斜方辉石,其与橄榄辉石岩中原生斜方辉石具有不同的成分及产状,后将阐述)及角闪石组成。Fe-Ti氧化物多为半自形-他形,熔滴状,大小为0.1~0.8 mm,多被辉石包含,主要由磁铁矿以及钛铁矿组成(图3-d)。磁铁矿与钛铁矿相互关系有:磁铁矿为主晶,钛铁矿沿着磁铁矿{111}面呈格子状出溶(trellis intergrowths,图3-e);钛铁矿沿磁铁矿{111}面呈三文治状(sandwich intergrowths)位

于磁铁矿中(图3-e);磁铁矿与钛铁矿颗粒呈复合状(composite types,图3-f)。靠近角闪辉长岩的磁铁矿部分蚀变成绿泥石。次生斜方辉石在单偏光下为深褐色,呈他形分布于接触带(图3-d),或呈蚀变残余颗粒分布于交代单斜辉石的角闪石中(图3-b)。

### 3 分析方法

电子探针分析在中国地质科学院大陆动力学国家重点实验室完成,仪器型号为日本电子公司JXA-8100,探针束流20 nA,加速电压15.0 kV,电子束斑1~5  $\mu\text{m}$ 。全岩地球化学分析在国家地质实验测试中心完成,主量元素采用X射线荧光光谱法(XRF,型号:PW4400)测定,分析精度为5%。微量元素和稀土元素通过等离子质谱仪(ICP-MS,型号:X-series)分析,含量大于 $10 \times 10^{-6}$ 的元素的分析精度为5%,而小于 $10 \times 10^{-6}$ 的元素精度为10%。

样品的破碎和锆石的挑选由河北省廊坊市宇能岩石矿物分选技术服务有限公司完成,通过重力和磁选方法分选并在双目镜下挑纯。分选出来的锆石经过挑选、制靶和抛光,然后对其进行阴极发光(CL)成像观察,以了解被测锆石的内部结构,为锆石年龄测定选取分析点位的依据。阴极发光显微照相在中国地质科学院大陆构造与动力学国家重点实验室完成,仪器型号为Mono CL4,加速电压15.0 kV。锆石原位U-Pb同位素年龄测定在天津地质矿产研究所同位素实验室完成,仪器为多接收器电感耦合等离子体质谱仪(NEPTUNE)MC-ICP-MS和氟化氙准分子激光器(NEW WAVE 193nm



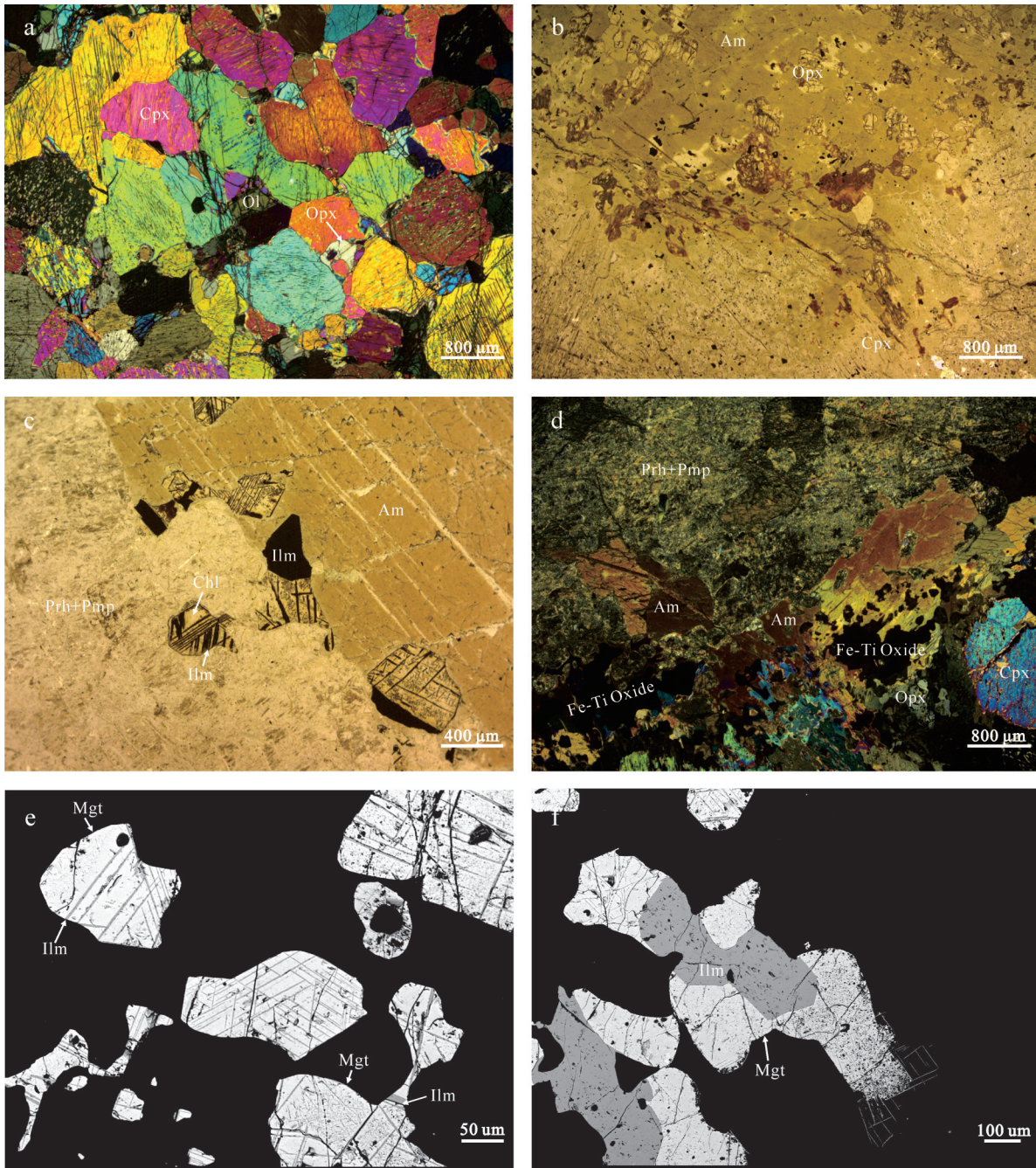


图3 泽当橄榄辉石岩及角闪辉长岩岩相学特征

a—橄榄辉石岩;b—橄榄辉石岩中角闪石交代单斜辉石;c—角闪辉长岩中钛铁矿与磁铁矿(蚀变为绿泥石);d—橄榄辉石岩与角闪辉长岩接触带;e—接触带钛铁矿沿磁铁矿{111}面呈格子状出溶和三文治状;f—接触带钛铁矿与磁铁矿呈复合状;Ol—橄榄石;Cpx—单斜辉石;Opx—斜方辉石;Am—角闪石;Ilm—钛铁矿;Chl—绿泥石;Prh—葡萄石;Pmp—绿帘石;Fe-Ti Oxide—铁钛氧化物;Mgt—磁铁矿

Fig.3 Photomicrographs of Zetang olivine pyroxenite and hornblende gabbro

a—Olivine pyroxenite; b—Clinopyroxene replaced by amphibole in olivine pyroxenite; c—Ilmenite and magnetite completely altered into chlorite in hornblende gabbro; d—Contact zone between olivine pyroxenite and hornblende gabbro; e—Contact zone, trellis intergrowth involving thin ilmenite lamellae in all directions of {111} planes of the host magnetite, and sandwich intergrowths; f—Contact zone, ilmenite granules in magnetite as composite; Ol—Olivine; Cpx—Clinopyroxene; Opx—Orthopyroxene; Am—Amphibole; Ilm—Ilmenite; Chl—Chlorite; Prh—Prehnite; Pmp—Pumpellyite; Fe-Ti Oxide—Fe-Ti oxide; Mgt—Magnetite

FX), 激光剥蚀斑束直径为 35  $\mu\text{m}$ , 剥蚀深度为 20~40  $\mu\text{m}$ , 锆石年龄计算采用国际锆石 91500 作为外标, 元素含量采用人工合成硅酸盐玻璃 NIST SRM610 作为外标,  $^{29}\text{Si}$  作为标元素进行校正。数据处理采用 ICPMSDataCal4.3 程序, 并采用软件对测试数据进行普通铅校正<sup>[23]</sup>, 年龄计算及谐和图绘制采用 ISOPLLOT4.15<sup>[24]</sup> 软件完成。

锆石原位 Lu-Hf 同位素测试在天津地质矿产研究所同位素实验室完成, 分析时采用 8~10 Hz 的激光频率、100 mJ 的激光强度和 50  $\mu\text{m}$  的激光束斑直径。激光剥蚀物质以氦为载气送入 MC-ICP-MS 中, 测定时用锆石国际标样 GJ-1 作为检测标样。仪器的运行条件以及详细的分析过程可参见耿建珍等<sup>[25]</sup>。本次实验测定获得锆石 GJ-1 的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  与推荐值  $0.282010 \pm 0.000003$  吻合。分析点为此前已进行 U-Pb 同位素年龄测定点, 选取年龄与谐和年龄差距最小的锆石进行 Lu-Hf 同位素分析, 锆石 Hf 同位素的分析点与锆石 U-Pb 年龄分析点位于同一颗锆石晶体的相同位置或者结构相同处。在计算  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$  和  $\epsilon_{\text{Hf}}$  值时,  $^{176}\text{Lu}$  的衰变常数采用  $1.865 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ <sup>[26]</sup>, 球粒陨石现今的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$  和  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.00332$ <sup>[27]</sup>。Hf 模式年龄计算中, 一阶段模式年龄 ( $T_{\text{DM}}$ ) 的计算采用现今的亏损地幔  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$  和  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ , 两阶段模式年龄 ( $T_{\text{DM}}^c$ ) 采用平均地壳的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ <sup>[28]</sup> 进行计算。

## 4 分析结果

### 4.1 矿物化学

本文对橄榄辉石岩及角闪辉长岩样品中的单斜辉石、斜方辉石、橄榄石、角闪石、Fe-Ti 氧化物等矿物进行了电子探针成分分析, 其代表性结果分别列于表 1~表 4 中, 其具体的成分特征描述如下:

#### (1) 单斜辉石

橄榄辉石岩中单斜辉石成分较为均一, 其为  $\text{FeO}^{\text{T}}$  含量为 3.9%~7.1%,  $\text{Mg}^{\#} (= [100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})])$  为 78.8~91.5 (绝大多数在 85.0~87.0 范围内, 表 1), 端员组成为  $\text{Wo}_{46.5-48.3}\text{En}_{41.1-46.5}\text{Fs}_{6.1-11.2}$ , 属于透辉石。这些单斜辉石的  $\text{Na}_2\text{O}$  以及  $\text{TiO}_2$  含量较低, 分别为 <0.6% 和 <0.2%。

#### (2) 斜方辉石

橄榄辉石岩中原生斜方辉石与接触带次生斜方辉石成分差异较大: 其  $\text{FeO}^{\text{T}}$  含量分别为 12.2%~12.4% 和 19.6%~24.0%;  $\text{MgO}$  含量分别为 29.1%~29.3% 和 17.6%~21.6%;  $\text{Mg}^{\#}$  分别为 80.9 和 61.5~65.7 (表 1); 端员组成分别为  $\text{Wo}_{1.2-1.4}\text{En}_{79.4-79.5}\text{Fs}_{19.1-19.2}$  和  $\text{Wo}_{1.8-2.1}\text{En}_{58.4-63.6}\text{Fs}_{34.2-39.8}$ 。原生的斜方辉石主要为富 Mg 端员斜方辉石, 而次生斜方辉石较原生斜方辉石富 Fe。

#### (3) 橄榄石

橄榄辉石岩中橄榄石成分较均一, 其  $\text{MgO}$  与  $\text{FeO}$  含量分别为 41.0%~42.3% 和 18.0%~19.9%, 具有较低的  $\text{NiO}$  (<0.2%)、 $\text{CaO}$  (<0.1%) 含量以及 Fo 值 (78.6~80.7) (表 1)。

#### (4) 角闪石

使用标准分子式  $\text{AB}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$  计算得角闪石化学分子式 (表 2), 角闪石阳离子特征为:  $\text{Ca}_B = 1.59 \sim 1.80$ ,  $(\text{Na} + \text{K})_A < 0.39$ 。按照国际矿物学协会角闪石专业委员会报告提出的命名原则, 泽当蛇绿岩角闪辉长岩中的角闪石以及交代单斜辉石形成的角闪石均属于钙角闪石 ( $\text{Ca}_B \geq 1.5$ )。钙角闪石可进一步分类命名, 角闪辉长岩中角闪石的  $\text{Si} = 6.25 \sim 6.86$ ,  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0.63 \sim 0.73$ , 定名为镁钙闪石与镁角闪石; 而角闪辉长岩与橄榄辉石岩接触带中交代成因角闪石的  $\text{Si} = 6.83 \sim 7.19$ ,  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0.71 \sim 0.74$ , 定名为镁角闪石 (图 4)。角闪辉长岩中角闪石具有较交代成因的角闪石高的  $\text{NaO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{TiO}_2$  含量, 以及低的  $\text{Mg}^{\#}$ ; 而交代辉石形成的角闪石则大多继承了辉石的成分, 具有较高的  $\text{SiO}_2$  (47.2%~50.5%)、 $\text{MgO}$  (14.1%~15.6%) 含量, 低的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量 (5.24%~7.66%) (表 2)。

#### (5) Fe-Ti 氧化物

橄榄辉石岩与角闪辉长岩接触带中的 Fe-Ti 氧化物主要为磁铁矿与钛铁矿, 其中磁铁矿  $\text{TiO}_2$  含量为 1.2%~13.2%, 钛尖晶石 (ulvöspinel) 端员含量为 3.8%~40.6% (表 3), 磁铁矿的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{MgO}$  含量随蚀变程度的增加而增加, 逐渐转变为硅酸盐矿物 (绿泥石)。接触带和角闪辉长岩中的钛铁矿具有相似的成分, 指示角闪辉长岩与接触带中的钛铁矿为相同成因, 钛铁矿所在的主晶矿物磁铁矿已蚀变形成绿泥石 (图 3-c)。其  $\text{TiO}_2$  含量为 36.2%~50.8% (表 3, 表 4), 并含有少量的  $\text{MgO}$  以及  $\text{MnO}$ 。磁铁



表1 泽当橄榄辉石岩和接触带中单斜辉石、橄榄石、斜方辉石和次生斜方辉石代表性电子探针分析结果(%)  
Table 1 Representative electron microprobe analyses of clinopyroxene, olivine, orthopyroxene, and secondary orthopyroxene in the Zetang olivine pyroxenite (%)

测点号	20-7-1	20-7-2	20-7-3	20-7-4	20-7-5	20-7-6	20-7-7	20-7-8	20-7-9	20-7-10	20-7-11	20-7-12	20-5-13	20-5-14	20-5-15	20-5-16
矿物	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Ol	Ol	Ol	Ol	Opx	Opx	Opx	Opx	S-Opx	S-Opx	S-Opx	S-Opx
SiO <sub>2</sub>	53.36	52.17	51.75	52.54	39.29	38.94	38.93	38.74	54.92	54.97	54.98	54.83	51.96	52.37	52.64	56.45
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.19	0.20	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.04	0.04	0.15	0.20	0.15	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.76	2.03	2.38	1.78	0.00	0.00	0.00	0.00	1.97	1.78	1.80	1.61	1.08	1.03	0.92	0.89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.26	0.40	0.43	0.47	0.00	0.00	0.02	0.01	0.29	0.27	0.31	0.29	0.02	0.06	0.00	0.01
FeO	3.94	4.44	5.24	4.83	18.04	19.23	19.12	19.03	12.22	12.35	12.25	12.25	24.74	23.83	23.16	19.64
MnO	0.09	0.16	0.12	0.17	0.27	0.25	0.27	0.25	0.23	0.24	0.31	0.27	0.69	0.76	0.76	0.59
NiO	0.00	0.02	0.00	0.01	0.10	0.16	0.08	0.12	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
MgO	16.75	16.14	15.89	16.22	42.30	41.48	41.56	41.68	29.06	29.28	29.07	29.06	20.84	20.97	21.29	21.51
CaO	24.74	24.32	23.77	23.67	0.01	0.01	0.00	0.02	0.71	0.62	0.66	0.72	0.83	0.83	1.06	0.84
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.12	0.15	0.15	0.02	0.04	0.01	0.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.10
K <sub>2</sub> O	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.96	99.98	99.93	99.92	100.05	100.11	99.99	99.88	99.47	99.60	99.45	99.06	100.36	100.07	99.98	100.13
Mg <sup>#</sup>	88.4	86.7	84.5	85.8	80.5	79.2	79.3	79.4	80.9	80.9	80.9	80.9	60.1	61.1	62.1	65.7

注: Mg<sup>#</sup>=Mg<sup>2+</sup>/(Mg<sup>2+</sup>+Fe<sup>2+</sup>)。

表2 泽当角闪辉长岩中角闪石和交代成因角闪石代表性电子探针分析结果(%)  
Table 2 Representative electron microprobe analyses of the amphibole in hornblende gabbro (%)

测点号	20-2-1	20-2-2	20-2-3	20-2-4	20-2-5	20-2-6	20-2-7	20-2-8	20-2-9	20-5-20	20-5-21	20-5-22	20-5-23	20-5-24	20-5-25	20-5-26
产状	角闪辉长岩															
	交代成因角闪石															
SiO <sub>2</sub>	43.94	42.29	42.41	42.41	45.31	43.25	44.16	42.98	44.83	47.21	50.10	49.71	49.24	50.49	48.41	48.13
TiO <sub>2</sub>	2.02	2.47	2.37	2.44	1.23	2.27	1.79	2.46	1.47	1.50	0.87	1.11	0.97	0.73	1.13	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.80	10.75	11.03	10.90	8.02	10.10	9.52	10.18	8.89	7.66	5.72	6.10	5.89	5.24	7.16	5.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.04	0.00	0.17	0.62	0.51	0.71	0.72	0.60	0.64
FeO	16.45	15.76	15.77	16.00	17.73	15.93	17.38	17.12	16.23	13.38	13.41	13.76	13.84	12.96	14.71	13.55
MnO	0.26	0.22	0.23	0.27	0.25	0.22	0.28	0.23	0.32	0.23	0.28	0.27	0.23	0.24	0.29	0.25
NiO	0.03	0.02	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.05	0.03	0.01
MgO	12.31	11.96	12.05	11.89	11.71	12.13	12.16	11.85	12.97	14.14	15.12	15.02	14.98	15.57	14.06	15.02
CaO	10.67	11.04	11.26	11.39	11.04	11.01	10.82	10.89	10.57	11.09	10.47	10.58	10.75	10.42	10.52	10.87
Na <sub>2</sub> O	1.58	1.89	1.77	1.85	1.44	1.72	1.50	1.68	1.37	1.20	0.95	0.97	1.00	0.83	1.12	0.95
K <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.06	0.02	0.05	0.06	0.11	0.06	0.12	0.04	0.02	0.03	0.03	0.01	0.04	0.01
Total	97.14	96.47	96.99	97.19	96.81	96.70	97.73	97.49	96.76	96.64	97.61	98.05	97.64	97.26	98.07	96.37
Mg <sup>#</sup>	62.9	62.1	62.4	61.5	59.9	62.9	60.6	60.0	64.8	75.3	78.9	77.5	76.4	80.9	73.0	76.3

注: Mg<sup>#</sup>=Mg<sup>2+</sup>/(Mg<sup>2+</sup>+Fe<sup>2+</sup>)。



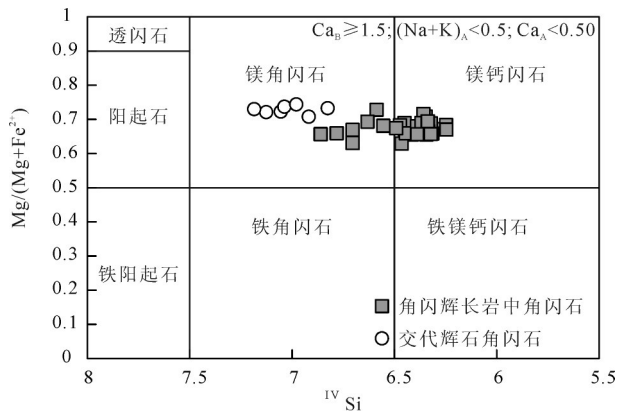


图4 钙角闪石分类图<sup>[29]</sup>

Fig.4 Classification of the calcic amphiboles<sup>[29]</sup>

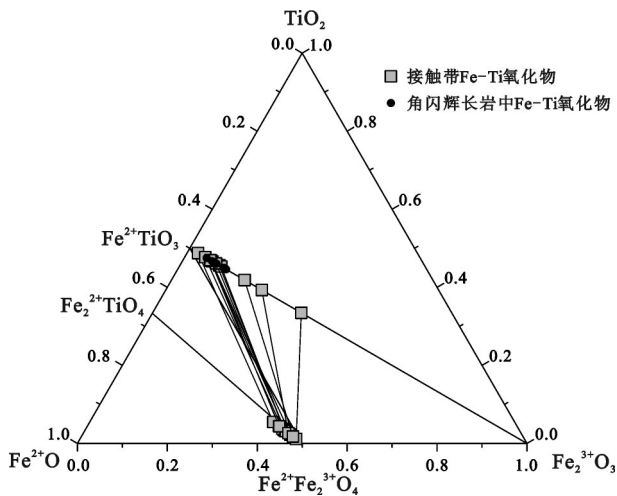


图5 钛铁矿-磁铁矿成分 $Fe^{2+}O-Fe_2^{3+}O_3-TiO_2$ 图解

Fig.5  $Fe^{2+}O-Fe_2^{3+}O_3-TiO_2$  diagram of magnetite-ulvöspinel and ilmenite-hematite

矿、钛铁矿以及出溶的钛铁矿的成分变化见图5,均落于 $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ 图中 $Fe_2^{2+}TiO_4-Fe_3O_4$ 以及 $Fe^{2+}TiO_3-Fe_2O_3$ 固溶线上。

### 4.2 全岩地球化学

橄榄辉石岩和角闪辉长岩的全岩地球化学分析测试结果列于表5中。橄榄辉石岩含有较高的 $SiO_2$ 以及 $MgO$ 含量,分别为50.9%和19.2%,较低的 $Al_2O_3$ 含量(2.3%)。而角闪辉长岩,由于其主要由含水矿物角闪石和葡萄石+绿纤石组成,其 $H_2O$ 含量较高(2.9%~3.5%),并具有非常低的 $SiO_2$ (42.1%~43.2%)和较高的 $Al_2O_3$ (20.4%~22.4%)、 $FeO$ (5.1%~7.2%)以及 $TiO_2$ (1.0%~1.5%)含量(图6-a~c)。

橄榄辉石岩、角闪辉长岩具有相似的稀土元素配分型式(图7-a):轻重稀土分馏程度高, $(La/Yb)_N$ 分别为0.3和0.2,远远小于1,亏损轻稀土元素(LREE);重稀土元素(HREE)分馏程度较低, $(Gd/Yb)_N$ 分别为1.0和1.2,但角闪辉长岩的稀土元素含量远远高于橄榄辉石岩。在微量元素原始地幔标准化图解中(图7-b),橄榄辉石岩富集Rb,角闪辉长岩富集Rb、Ba、Sr;两者均亏损Nb和Zr。

### 4.3 锆石U-Pb年代学

角闪辉长岩样品中的锆石多为无色透明,自形一半自形,大多呈短柱状或长柱状。锆石粒径变化较大,一般在50~200  $\mu m$ ,长宽比为1:1~3:1。阴极发光(CL)图像显示绝大多数的锆石具有典型的岩浆震荡环带,环带各分带之间的宽度较小(图8)。该样品共分析测试34个点,锆石的U-Pb测试数据见表6,锆石的Th/U比值为0.05~0.39,符合岩浆锆石特征<sup>[36-37]</sup>。锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄在120~138 Ma,加权平均年龄为 $(129.0 \pm 0.8)$  Ma (MSWD=0.8) (图9),代表了角闪辉长岩侵入辉石岩的年龄。

### 4.4 锆石Hf同位素

角闪辉长岩的锆石Hf同位素分析结果列于表7中。锆石中 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值为0.0006~0.0040,显示锆石在形成以后具有较少的放射性Hf积累,测定的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值基本代表了其形成时的Hf同位素组成<sup>[38]</sup>。计算结果表明,岩石中锆石的 $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$ 比值分布于0.282999~0.283251,  $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为11.0~19.8,亏损地幔模式年龄为-17~363 Ma,显示强烈的亏损源区特征(图10)。

## 5 讨论

目前,对泽当蛇绿岩的形成时代与成因主要有以下观点:(1)韦栋梁等<sup>[6,40]</sup>对泽当蛇绿岩壳层火山熔岩的全岩地球化学和Sm-Nd同位素研究认为,其形成于 $(175 \pm 20)$  Ma中侏罗世,并未受俯冲作用影响来源于强烈亏损的地幔源区,具有边缘洋盆环境的地球化学特征;(2)刘维亮等<sup>[7]</sup>对其枕状和块状玄武岩的全岩地球化学和SHRIMP锆石U-Pb研究认为,其为形成于 $(154.9 \pm 2.0)$  Ma晚侏罗世,与泽当地体中岛弧岩浆岩同期,具有洋内俯冲环境的地球化学特征;(3)李强等<sup>[33]</sup>对其地幔橄榄岩、玄武岩和辉长岩地球化学研究并综合前人的年代学结果认为,

表3 泽当角闪辉长岩中磁铁矿与钛铁矿矿物对化学成分(%)及平衡温度和氧逸度计算结果

Table 3 Compositions of coupled magnetite-ilmenite (%) with calculated temperature and oxygen fugacity from the Zetang hornblende gabbro

测点号	20-5-1	20-5-2	20-5-3	20-5-4	20-5-5	20-5-6	20-5-7	20-5-8	20-5-9	20-5-10	20-5-11	20-5-12
钛磁铁矿 <sup>+</sup>												
SiO <sub>2</sub>	0.08	0.28	0.07	0.09	0.06	0.33	0.12	0.05	0.27	0.08	0.43	0.10
TiO <sub>2</sub>	4.62	5.61	2.69	1.17	3.39	3.53	3.40	3.67	3.12	1.75	2.31	4.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.84	1.36	2.23	1.37	2.40	3.20	1.85	2.72	1.44	2.40	1.56	2.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.71	0.55	0.52	1.51	0.76	0.68	0.92	2.10	1.49	0.79	0.77	1.17
FeO <sup>T</sup>	83.95	81.10	84.58	86.36	83.59	83.48	83.29	81.91	82.64	84.22	84.47	82.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	55.01	51.65	58.26	61.36	56.58	55.88	56.34	54.56	55.82	58.94	58.38	53.97
FeO	34.46	34.63	32.16	31.14	32.68	33.20	32.59	32.81	32.41	31.19	31.94	33.62
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.03	0.00
MnO	0.16	0.13	0.17	0.07	0.12	0.16	0.16	0.18	0.14	0.14	0.15	0.14
MgO	0.55	0.25	0.40	0.21	0.52	0.83	0.41	0.67	0.30	0.34	0.46	0.40
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.08	0.03	0.03	0.07	0.02	0.00	0.01
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	98.47	94.49	96.55	96.93	96.59	97.89	95.83	96.86	95.07	95.66	96.02	96.03
X <sup>Usp</sup>	15.11	18.35	8.75	3.82	11.13	11.70	11.15	12.60	10.46	5.89	7.49	14.59
钛铁矿 <sup>+</sup>												
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.15	0.22	4.74	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.01	0.03
TiO <sub>2</sub>	49.29	50.35	41.32	31.81	48.78	48.74	49.41	50.75	50.20	43.42	49.74	49.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.19	1.22	0.72	0.05	0.08	0.03	0.03	0.00	1.92	0.00	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.13	0.36	1.06	0.06	0.05	0.04	0.21	0.21	0.50	0.11	0.09
FeO <sup>T</sup>	46.02	45.09	54.21	57.30	49.15	48.16	47.39	45.78	47.72	50.46	47.67	47.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.69	2.45	21.67	31.57	9.03	9.52	7.95	4.61	6.29	16.15	6.50	6.26
FeO	40.01	42.88	34.71	28.89	41.02	39.60	40.23	41.64	42.05	35.93	41.82	41.79
NiO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.98	1.71	1.58	1.11	1.07	1.02	1.00	1.37	1.78	2.02	1.52	1.47
MgO	1.87	0.48	0.63	2.27	1.00	1.82	1.81	1.50	0.75	0.64	0.78	0.83
CaO	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.02	0.05	0.03	0.05	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01
Total	98.92	98.36	101.76	102.40	101.07	100.89	100.55	100.13	101.36	100.64	100.49	100.21
X <sup>Ilm</sup>	93.33	97.56	78.65	66.93	91.26	90.68	92.20	95.46	93.90	83.76	93.67	93.88
<i>f</i> <sub>O<sub>2</sub></sub>	-16.9	-22.8	-12.8	-12.4	-15.8	-15.5	-16.3	-19.3	-17.7	-13.8	-17.8	-17.4
<i>T</i> (°C)	683	579	762	731	697	707	685	629	656	717	645	672

泽当蛇绿岩于170 Ma左右起源于混合不均一的洋中脊下亏损地幔,150 Ma左右在弧前环境受到俯冲带的改造;(4)张亮亮等<sup>[8]</sup>对侵位于蛇纹岩中的异剥

钙榴岩、辉长岩和斜长花岗岩进行锆石离子探针U-Pb定年,分别获得了(131.4±1.1) Ma、(131.7±0.9) Ma和(137.8±1.0) Ma的年龄,根据这些侵入岩以及

表4 泽当角闪辉长岩中钛铁矿电子探针分析结果(%)

Table 4 Representative compositions of ilmenite in the Zetang hornblende gabbro (%)

测点号	20-1-1	20-1-2	20-1-3	20-1-4	20-1-5	20-1-6	20-1-7	20-1-8
SiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.03	0.00	0.21	0.07	0.15	0.56
TiO <sub>2</sub>	47.58	47.63	48.23	48.87	49.85	53.90	51.34	51.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.04	0.03	0.14	0.17	0.04	0.05	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.02	0.04	0.05	0.04	0.00	0.16	0.00
FeO <sup>T</sup>	51.28	50.57	49.23	48.46	48.34	45.16	46.79	46.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.25	10.35	8.13	6.77	5.17	0.00	2.47	1.52
FeO	41.16	41.26	41.91	42.37	43.69	45.16	44.57	44.87
NiO	0.01	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00
MnO	1.40	1.45	1.35	1.44	0.98	0.91	1.51	1.72
MgO	0.15	0.09	0.08	0.06	0.04	0.00	0.11	0.12
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.27	0.13	0.05	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.03	0.06	0.08	0.05	0.00	0.03	0.03
K <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.68	100.90	99.87	99.86	100.46	100.20	100.43	100.36
X'Ilm	89.24	90.03	92.10	93.41	95.01	100.00	97.61	98.52

泽当地幔橄榄岩的地球化学特征,认为泽当蛇绿岩的成因与西阿尔卑斯蛇绿岩相似,形成于拆离断层。而本文获得的泽当蛇绿岩中角闪辉长岩的锆石U-Pb年龄为(129.0±0.8) Ma与张亮亮等<sup>[8]</sup>发现的产于地幔橄榄岩中的各种侵入岩的年龄相近,明显晚于蛇绿岩洋壳部分玄武岩的年龄<sup>[6-7]</sup>。刘维亮等<sup>[7]</sup>认为泽当蛇绿岩中的玄武岩的Sm/Nd比值变化不大,使用Sm-Nd同位素体系测定蛇绿岩年代具有很大的不确定性。然而,玄武岩等基性喷出岩,由其较低的SiO<sub>2</sub>含量以及短的结晶时间,可能难以形成锆石,其岩浆在上升过程中可能会捕掳围岩中的锆石。

虽然,泽当蛇绿岩的形成时代还不能确定,但地幔橄榄岩中广泛发育有129~138 Ma的侵入岩(包括异剥钙榴岩、辉长岩、斜长花岗岩和本文的角闪辉长岩),说明在130 Ma左右可能存在一次与蛇绿岩有关的岩浆事件。对于这些岩浆事件的研究,有助于恢复蛇绿岩的形成演化过程,限定其构造环境。

### 5.1 角闪辉长岩中角闪石成因

由于角闪石的结构非常复杂,至今为止还未能从其成分上较好地地区分岩浆和变质成因的角闪石。一般而言,岩浆成因的角闪石在单偏光下呈褐色,而变质成因的角闪石则呈褐绿色<sup>[41]</sup>。角闪辉长

岩样品中的角闪石与大多岩浆成因的角闪石相似,在单偏光镜下显示浅褐色,并具有非常好的晶形(图3-c);而交代辉石形成的角闪石则无固定形状,并保留有辉石的节理,在单偏光下呈褐绿色(图3-b)。其成分与交代成因的角闪石不同:角闪辉长岩中角闪石的SiO<sub>2</sub>、FeO<sup>T</sup>与Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量呈负相关,而TiO<sub>2</sub>、Na<sub>2</sub>O含量则与Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量呈正相关;而交代形成的角闪石则大多继承单斜辉石的成分,具有较低的Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、TiO<sub>2</sub>和Na<sub>2</sub>O含量,较高的SiO<sub>2</sub>含量(图11)。由上述特征,角闪辉长岩中的角闪石应为岩浆成因。

### 5.2 角闪辉长岩形成温度压力及氧逸度估算

由于本文采集的角闪辉长岩样品遭受了葡萄石-绿纤石相的变质作用,早期可能存在的长石类矿物现已全部转变为葡萄石以及绿纤石,难以使用斜长石-角闪石矿物对计算其形成的温度压力。Ernst and Liu<sup>[42]</sup>通过对大洋中脊玄武岩(MORB)的实验,得到了从玄武质岩浆中结晶形成的角闪石中的Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和TiO<sub>2</sub>含量随温度压力变化的关系,可半定量估算角闪石结晶时的温度和压力,随后的实验以及天然样品研究发现该方法对于低压含水拉斑玄武岩体系依然适用<sup>[43-45]</sup>。角闪辉长岩中原生的角闪石Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>与TiO<sub>2</sub>含量主要分布在9.5%~11.0%和1.7%~



表5 泽当辉石岩与含角闪石岩脉全岩地球化学分析结果(主量元素:%;稀土元素和微量元素: $10^{-6}$ )  
 Table 5 Major (%) and trace elements ( $10^{-6}$ ) of the Zetang olivine pyroxenite and hornblende gabbro

样品号	20-1	20-2	20-3	20-4	20-5	20-6	20-7	20-8	20-9	20-10
岩性	角闪辉长岩					橄榄辉石岩				
SiO <sub>2</sub>	43.15	43.04	42.16	42.8	42.06	42.75	43.03	42.44	51.59	50.28
TiO <sub>2</sub>	0.99	1.17	1.45	1.29	1.32	1.38	1.02	1.01	0.12	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.35	21.76	20.36	21.36	20.87	20.74	22.11	20.98	2.38	2.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.5	1.42	1.79	1.65	1.66	2.01	1.65	1.62	1.55	1.55
FeO	5.51	5.59	7.17	6.05	6.7	6.38	5.08	5.73	3.65	5.23
MnO	0.12	0.11	0.14	0.12	0.13	0.13	0.11	0.13	0.13	0.14
MgO	4.67	4.34	5.46	4.65	4.97	5.12	4.14	4.98	18.15	20.28
CaO	15.76	16.77	15.41	16.38	15.83	16.26	17.58	17.72	19.94	18.08
Na <sub>2</sub> O	1.9	1.61	1.6	1.6	1.53	1.5	1.39	1.11	0.15	0.16
K <sub>2</sub> O	0.12	0.12	0.1	0.11	0.1	0.1	0.11	0.09	0.04	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.
LOI	3.63	3.36	3.22	3.46	3.53	3.32	3.52	3.47	1.48	1.2
Total	99.71	99.31	98.87	99.48	98.71	99.7	99.75	99.29	99.18	99.24
Mg <sup>#</sup>	54.8	53.0	52.6	52.4	52.0	52.7	52.9	55.3	86.5	84.5
Sc	51.6	55.6	68.8	61.7	66.5	64.9	57.7	63	74.6	76.1
V	203	223	273	244	277	247	221	217	183	206
Cr	23.6	10.9	9.15	9.99	10.6	8.52	14.7	17.6	2269	2168
Co	18.8	20	24.4	22.2	24.2	22.5	20.7	21.7	40.7	52.5
Ni	16.5	10.1	10.5	10	11.8	9.69	12	14.1	201	239
Cu	1.48	n.d.	5.93	10.8	8.42	9.78	11.8	3.39	10.6	16.8
Zn	43.5	42.1	52.9	46.6	52.7	47.7	41.7	44.4	20.6	26.4
Ga	16.4	18.1	16.2	17.5	17.5	16.7	18	15.9	3.52	2.49
Rb	2.47	2.32	2.05	2.27	2.18	2.07	2.28	1.9	2.27	1.88
Sr	1104	732	954	974	1046	950	848	643	13.1	10.6
Y	16.4	17.8	20	19.4	20	21	17.1	18.2	2.98	3.24
Zr	9.72	11.5	11	11.4	10.5	12.9	10.3	9.87	1.82	1.62
Nb	0.22	0.4	0.24	0.24	0.27	0.29	0.36	0.26	0.2	0.14
Cs	0.4	0.34	0.34	0.35	0.36	0.31	0.32	0.33	0.76	0.54
Ba	43.4	21.7	26.7	27.4	29.8	28.9	24.1	17	4.74	1.24
La	0.37	0.43	0.32	0.38	0.37	0.4	0.45	0.35	0.17	0.08
Ce	1.29	1.48	1.27	1.38	1.32	1.48	1.51	1.26	0.39	0.22
Pr	0.29	0.32	0.32	0.35	0.31	0.36	0.33	0.29	0.07	n.d.
Nd	2.07	2.4	2.35	2.41	2.34	2.48	2.27	2.12	0.4	0.31
Sm	1.07	1.28	1.41	1.35	1.36	1.41	1.21	1.29	0.18	0.19
Eu	0.64	0.69	0.68	0.68	0.69	0.71	0.65	0.65	0.09	0.09
Gd	2.29	2.51	2.83	2.54	2.65	2.77	2.43	2.4	0.36	0.42
Tb	0.4	0.45	0.52	0.47	0.51	0.49	0.42	0.44	0.06	0.07
Dy	2.77	3.04	3.44	3.24	3.35	3.57	2.84	3.13	0.5	0.55
Ho	0.66	0.73	0.84	0.78	0.78	0.84	0.67	0.7	0.12	0.12
Er	1.71	1.92	2.18	1.97	2.05	2.15	1.8	1.97	0.29	0.35
Tm	0.25	0.31	0.33	0.31	0.31	0.33	0.28	0.29	0.05	0.05
Yb	1.63	1.83	2	1.87	1.91	2.02	1.72	1.7	0.32	0.35
Lu	0.24	0.27	0.29	0.27	0.28	0.28	0.25	0.24	0.05	0.05
Hf	0.5	0.57	0.55	0.56	0.55	0.59	0.5	0.49	0.08	0.08
Ta	0.09	0.14	0.1	0.11	0.09	0.09	0.11	0.1	0.07	0.09
Pb	0.32	0.36	0.29	0.33	0.36	0.3	0.35	0.26	0.47	0.38
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La/Yb	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.5	0.2
δEu	1.2	1.2	1.0	1.1	1.1	1.1	1.2	1.1	1.1	1.0
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.4	0.2
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.2	1.1	1.2	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2	0.9	1.0
(Dy/Yb) <sub>N</sub>	1.1	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.2	1.0	1.1

注:n.d.表示低于检测限。

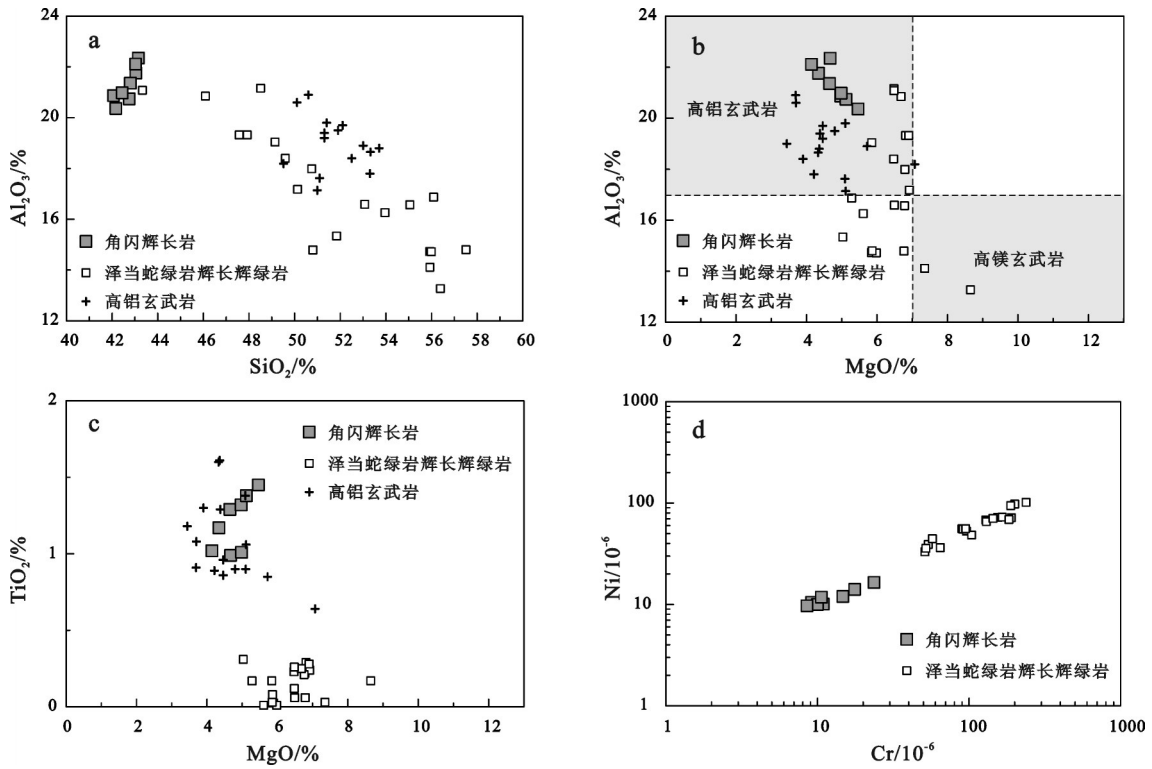


图6 泽当角闪辉长岩地球化学图解

a—SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>图解; b—MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>图解<sup>[30]</sup>, 高铝玄武岩与高镁玄武岩区间<sup>[31]</sup>; c—MgO-TiO<sub>2</sub>图解; d—Cr-Ni 图解; 泽当蛇绿岩中辉长辉绿岩数据<sup>[32-33]</sup>; 高铝玄武岩数据<sup>[31, 34]</sup>

Fig. 6 Geochemical diagrams of the Zedong hornblende gabbro

a—SiO<sub>2</sub> versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; b—MgO versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>[30]</sup>, the fields of high-alumina basalt (HAB) and high-magnesia basalt (HMB)<sup>[31]</sup>; c—MgO versus TiO<sub>2</sub>; d—Cr versus Ni. Data sources are as follows: mafic rocks in Zetang ophiolite<sup>[32-33]</sup>; high-alumina basalts<sup>[31, 34]</sup>

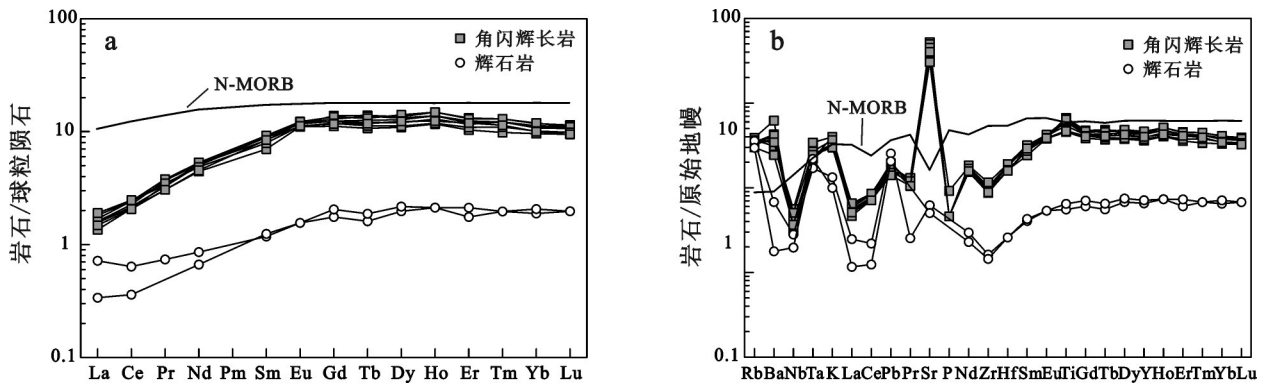


图7 泽当橄榄辉石岩与角闪辉长岩微量元素图解

a—稀土元素球粒陨石标准化配分图解; b—微量元素原始地幔标准化图解(标准化值据[35]; 泽当蛇绿岩中辉长辉绿岩数据据[32-33])

Fig. 7 Spider diagram of the Zetang olivine pyroxenite and hornblende gabbro

a—Chondrite-normalized rare earth element patterns; b—Primitive-mantle-normalized trace element patterns; Chondrite and primitive mantle normalized values<sup>[35]</sup>; Data of the mafic rocks in Zetang ophiolite<sup>[32-33]</sup>

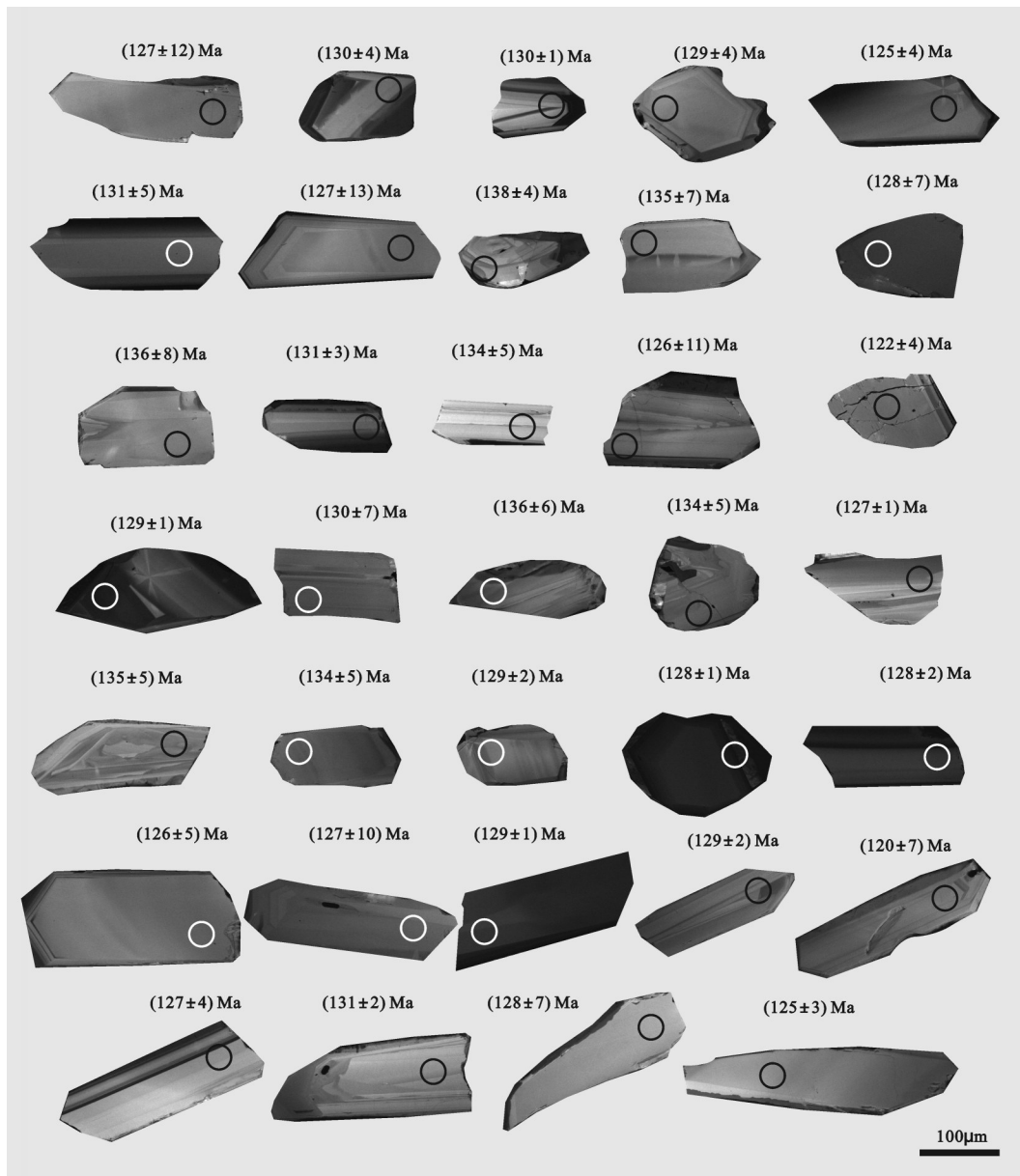


图8 泽当角闪辉长岩锆石阴极发光图像

Fig.8 Cathodoluminescence (CL) image of zircons from Zetang hornblende gabbro

2.5%(表2、图11),通过内插后得到角闪石的结晶温度在800~900℃,而压力为0.4~0.2 GPa(图12)。

在角闪辉长岩中可以看到Fe-Ti氧化物呈自形被包裹于角闪石中,虽然磁铁矿已蚀变形成绿泥石,但其依然保持有磁铁矿的假象:沿{111}面出溶钛铁矿、磁铁矿的晶形(图3-c),说明Fe-Ti氧化物结晶早于角闪石,形成温度也高于角闪石。实验研究发现Fe-Ti氧化物在含水玄武质岩浆体系中形成温度约为1000℃<sup>[46]</sup>,样品的岩相学特征符合实验结

果。磁铁矿出溶钛铁矿现象普遍存在于样品中,特别发育于角闪辉长岩与橄榄辉石岩接触带处(图3-c~f)。一般而言,磁铁矿出溶钛铁矿可能为原始的magnetite-ulvöspinel固溶体在氧逸度升高<sup>[47]</sup>或在高温时形成的磁铁矿与钛铁矿固溶体并在温度降低时<sup>[48]</sup>形成。结合Fe-Ti氧化物的产出,泽当角闪辉长岩及其接触带中磁铁矿出溶钛铁矿为岩浆缓慢冷却形成,两矿物相已达到平衡。对钛铁矿-磁铁矿矿物对使用Anderson and Lindsley<sup>[49]</sup>的方法计算



表 6 泽当含角闪岩脉锆石 LA-ICP-MS U-Pb analytical results for the Zetang hornblende gabbro

测点号	含量/ $10^{-6}$		Th/U	同位素比值				表面年龄/Ma							
	Th	U		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$		
20.1	1	19	0.05	0.0198	0.0019	0.1606	0.2143	0.0587	0.0794	127	12	151	202	555	2952
20.2	10	76	0.13	0.0204	0.0006	0.2629	0.0641	0.0937	0.0241	130	4	237	58	1501	486
20.3	56	262	0.22	0.0203	0.0002	0.1506	0.0121	0.0538	0.0043	130	1	142	11	364	182
20.4	5	42	0.12	0.0202	0.0007	0.1611	0.0723	0.0579	0.0495	129	4	152	68	526	1873
20.5	4	45	0.10	0.0195	0.0006	0.1380	0.1185	0.0513	0.0217	125	4	131	113	253	973
20.6	4	36	0.12	0.0206	0.0008	0.6912	0.0882	0.2437	0.1071	131	5	533	68	3144	698
20.7	2	24	0.09	0.0199	0.0021	0.4526	0.1534	0.1647	0.0668	127	13	379	128	2505	683
20.8	13	53	0.24	0.0217	0.0006	0.3797	0.0680	0.1270	0.0223	138	4	327	59	2057	310
20.9	9	57	0.16	0.0212	0.0011	0.1606	0.0894	0.0549	0.0635	135	7	151	84	406	2590
20.10	4	35	0.11	0.0201	0.0011	0.2002	0.1074	0.0723	0.0912	128	7	185	99	993	2566
20.11	7	41	0.18	0.0213	0.0012	0.5148	0.1488	0.1755	0.0932	136	8	422	122	2611	884
20.12	9	58	0.15	0.0205	0.0005	0.2091	0.1068	0.0739	0.0503	131	3	193	98	1038	1376
20.13	14	62	0.23	0.0210	0.0009	0.3026	0.0955	0.1043	0.0327	134	5	268	85	1703	577
20.14	9	63	0.15	0.0197	0.0017	0.3223	0.1774	0.1189	0.0687	126	11	284	156	1939	1035
20.15	4	36	0.12	0.0191	0.0007	0.3992	0.0912	0.1515	0.0537	122	4	341	78	2363	605
20.16	110	437	0.25	0.0203	0.0002	0.1807	0.0088	0.0647	0.0031	129	1	169	8	764	102
20.17	11	49	0.23	0.0203	0.0011	0.2960	0.1356	0.1056	0.0591	130	7	263	121	1725	1027
20.18	25	83	0.30	0.0213	0.0009	0.4536	0.1513	0.1541	0.0635	136	6	380	127	2392	701
20.19	6	36	0.18	0.0209	0.0009	0.4779	0.0984	0.1655	0.0517	134	5	397	82	2513	525
20.20	69	212	0.33	0.0199	0.0002	0.1488	0.0148	0.0541	0.0054	127	1	141	14	376	226
20.21	12	57	0.20	0.0211	0.0008	0.2723	0.1212	0.0934	0.0444	135	5	245	109	1496	899
20.22	10	55	0.18	0.0210	0.0008	0.1415	0.0999	0.0489	0.0579	134	5	134	95	142	2782
20.23	26	168	0.16	0.0202	0.0002	0.1751	0.0246	0.0628	0.0090	129	2	164	23	701	305
20.24	37	185	0.20	0.0201	0.0002	0.2481	0.0198	0.0895	0.0072	128	1	225	18	1415	154
20.25	17	95	0.18	0.0201	0.0003	0.1806	0.0356	0.0652	0.0135	128	2	169	33	781	437
20.26	7	41	0.17	0.0197	0.0008	0.2331	0.0888	0.0859	0.0925	126	5	213	81	1336	2083
20.27	2	15	0.15	0.0199	0.0016	0.3159	0.1994	0.1152	0.1238	127	10	279	176	1883	1935
20.28	27	152	0.18	0.0203	0.0002	0.1755	0.0174	0.0628	0.0062	129	1	164	16	700	212
20.29	37	95	0.39	0.0202	0.0003	0.1584	0.0310	0.0570	0.0129	129	2	149	29	491	500
20.30	4	27	0.15	0.0188	0.0011	0.5835	0.1422	0.2250	0.0959	120	7	467	114	3017	684
20.31	7	50	0.15	0.0199	0.0006	0.2015	0.0768	0.0733	0.0321	127	4	186	71	1022	886
20.32	34	120	0.28	0.0205	0.0002	0.1439	0.0290	0.0510	0.0111	131	2	136	28	239	502
20.33	3	25	0.12	0.0200	0.0011	0.6460	0.1169	0.2338	0.6637	128	7	506	92	3078	4533
20.34	20	72	0.27	0.0195	0.0005	0.2620	0.0607	0.0972	0.0337	125	3	236	55	1571	650

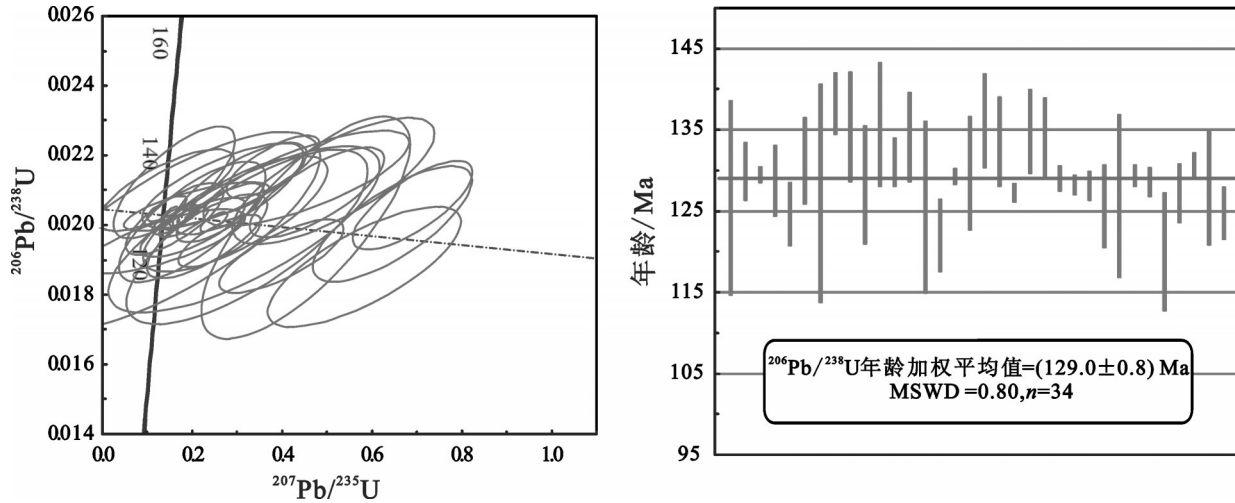


图9 泽当角闪辉长岩锆石U-Pb年龄谐和图和加权平均年龄  
Fig.9 Zircon U-Pb concordia diagram and weighted average

表7 泽当含角闪石岩脉锆石Hf同位素测试结果

Table 7 Hf isotopes data of zircons for the Zetang hornblende gabbro

测点号	年龄/Ma	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Hf	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	2σ	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sub>i</sub>	ε <sub>Hf</sub> (0)	ε <sub>Hf</sub> (t)	T <sub>DM</sub> /Ma	T <sub>DM</sub> <sup>C</sup> /Ma	f <sub>LwHf</sub>
20.1	127	0.021163	0.000577	0.283119	0.000020	0.283118	12.3	15.0	185	260	-0.98
20.2	130	0.059365	0.001480	0.283166	0.000020	0.283163	13.9	16.7	121	110	-0.96
20.3	130	0.057110	0.001394	0.283210	0.000022	0.283207	15.5	18.2	58	-31	-0.96
20.4	129	0.090883	0.002252	0.283080	0.000021	0.283075	10.9	13.5	251	396	-0.93
20.5	125	0.042753	0.001129	0.283144	0.000017	0.283141	13.1	15.8	153	187	-0.97
20.6	131	0.042847	0.001061	0.283184	0.000018	0.283182	14.6	17.4	94	48	-0.97
20.7	129	0.030091	0.000768	0.283136	0.000018	0.283135	12.9	15.7	161	203	-0.98
20.8	127	0.034309	0.000920	0.283112	0.000021	0.283110	12.0	14.7	197	285	-0.97
20.9	129	0.048035	0.001287	0.283167	0.000016	0.283163	14.0	16.7	120	110	-0.96
20.10	128	0.033748	0.000958	0.283162	0.000021	0.283160	13.8	16.5	125	121	-0.97
20.11	128	0.032255	0.000838	0.283134	0.000018	0.283132	12.8	15.6	165	211	-0.97
20.12	136	0.090385	0.002199	0.283004	0.000022	0.282999	8.2	11.0	363	633	-0.93
20.13	134	0.055052	0.001377	0.283103	0.000021	0.283099	11.7	14.5	213	310	-0.96
20.14	128	0.163128	0.003988	0.283261	0.000026	0.283251	17.3	19.8	-17	-174	-0.88
20.15	126	0.040226	0.001108	0.283157	0.000022	0.283154	13.6	16.3	134	144	-0.97
20.16	131	0.058990	0.001567	0.283092	0.000018	0.283088	11.3	14.1	230	350	-0.95
20.18	130	0.083190	0.002147	0.283182	0.000023	0.283177	14.5	17.2	100	65	-0.94
20.19	130	0.141915	0.003748	0.283135	0.000021	0.283126	12.8	15.4	178	231	-0.89
20.20	127	0.065976	0.001917	0.283203	0.000020	0.283198	15.2	17.9	70	0	-0.94

注: ε<sub>Hf</sub>(0)=[(<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf)<sub>s</sub>/<sup>(176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf)<sub>CHUR,0</sub>-1]×10000;  
 ε<sub>Hf</sub>(t)=10000×{[(<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf)<sub>s</sub>-(<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf)<sub>s</sub>×(e<sup>λt</sup>-1)]/[(<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf)<sub>CHUR,0</sub>-(<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf)<sub>CHUR,0</sub>×(e<sup>λt</sup>-1)]-1};  
 T<sub>DM</sub><sup>C</sup>=1/λ×ln{1+[(<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf)<sub>s</sub>-(<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf)<sub>DM</sub>]/[(<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf)<sub>s</sub>-(<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf)<sub>DM</sub>]};  
 T<sub>DM</sub><sup>C</sup>=T<sub>DM</sub>- (T<sub>DM</sub>-t)×[(f<sub>cc</sub>-f<sub>s</sub>)/(f<sub>cc</sub>-f<sub>DM</sub>)] ; f<sub>LwHf</sub>=(<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf)<sub>s</sub>/<sup>(176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf)<sub>CHUR,0</sub>-1, 其中λ=1.865×10<sup>-11</sup> year<sup>-1</sup>[26]; (<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf)<sub>s</sub>和(<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf)<sub>s</sub>为样品测量值; (<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf)<sub>CHUR,0</sub>=0.0332 以及 (<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf)<sub>CHUR,0</sub>=0.282772<sup>[27]</sup>; (<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf)<sub>DM</sub>=0.0384, (<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf)<sub>DM</sub>=0.28325, f<sub>DM</sub><sup>C</sup>=0.16<sup>[28]</sup>; 下地壳f<sub>cc</sub>=0.34<sup>[39]</sup>。

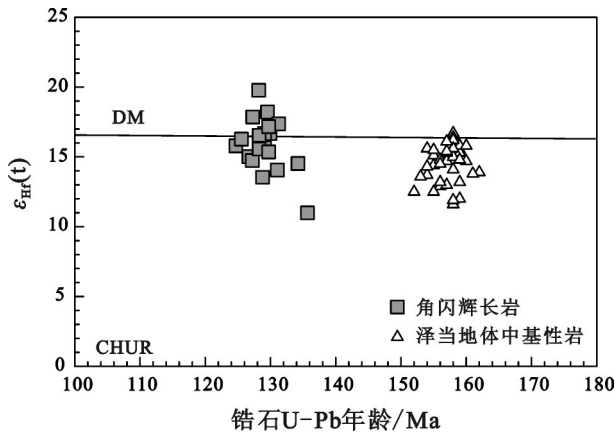


图10 泽当角闪辉长岩锆石Hf同位素模式年龄  
泽当地体中基性岩数据<sup>[18]</sup>

Fig.10 Zircon Hf isotope of the Zetang hornblende gabbro  
The data of mafic rocks from Zedong terrane<sup>[18]</sup>

两相平衡时的氧逸度(-logf<sub>O2</sub>)和温度(ILMAT1.20<sup>[50]</sup>)分别为12.4~22.8℃和579~762℃(表3、图13)。Christie et al.<sup>[51]</sup>通过测量大洋中脊玄武岩玻璃的

Fe<sup>3+</sup>/ΣFe的比值,得到了MORB的氧逸度为低于FMQ缓冲剂1~2个lg单位;Bézos and Humler<sup>[52]</sup>测量更多的样品,认为MORB的氧逸度为FMQ-1.2±0.44;Lee et al.<sup>[53]</sup>测量弧火山岩和MORB的V/Sc比值,得到了其形成的氧逸度为FMQ-1.25至FMQ+0.5。而泽当角闪辉长岩样品中磁铁矿与钛铁矿平衡时所记录的岩浆的氧逸度稍高于正常的MORB,一般位于FMQ与NNO缓冲剂之间,某些测量结果甚至达到NNO+1,推测岩石形成于较氧化的环境(图13)。

沿着角闪辉长岩与橄榄辉石岩接触带分布有大量Fe-Ti氧化物和少量角闪石与斜方辉石(图3-d),角闪石一般包裹Fe-Ti氧化物与斜方辉石,并逐渐过渡至橄榄辉石岩(图3-a),证明斜方辉石与Fe-Ti氧化物为岩浆最早结晶矿物。由在角闪辉长岩中并未发现斜方辉石,接触带中的斜方辉石可能为岩浆与辉石岩反应形成。根据辉石的电子探针数据,使用Wood and Banno<sup>[57]</sup>提出的二辉石温度计

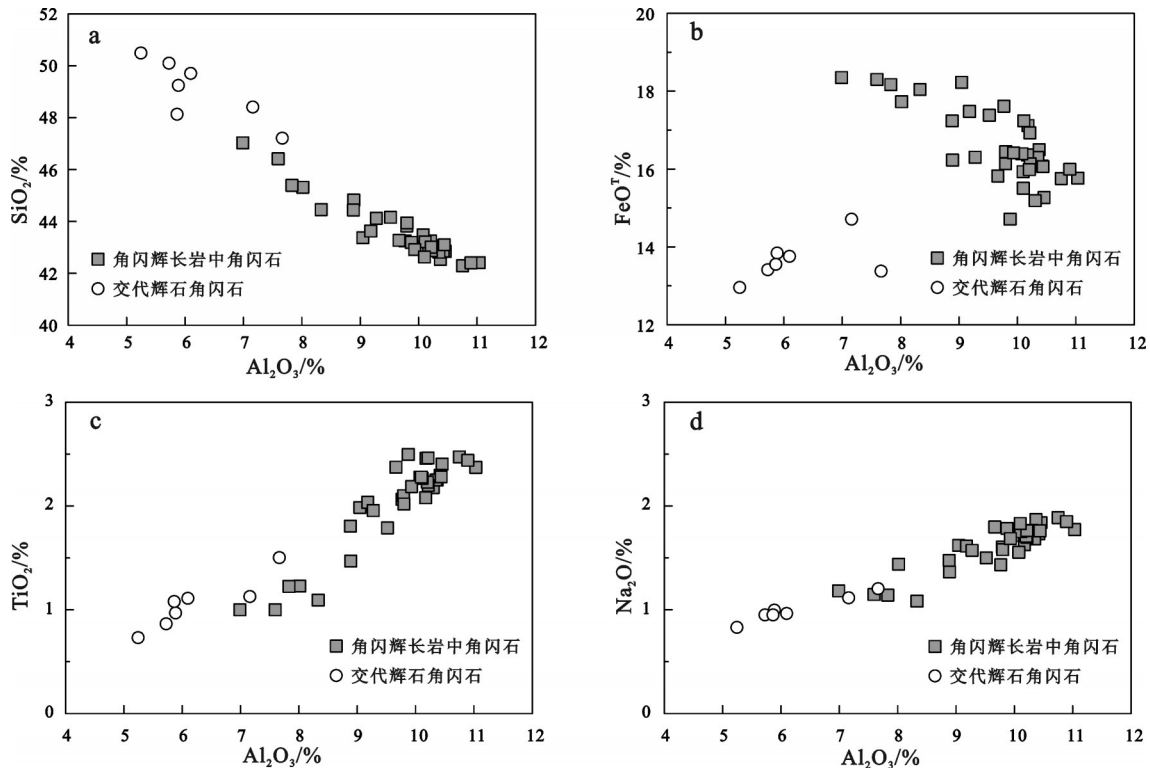


图11 角闪石主量元素哈克图解

a—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>图解;b—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—FeO<sup>T</sup>图解;c—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—TiO<sub>2</sub>图解;d—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Na<sub>2</sub>O图解

Fig. 11 Major element compositions of amphiboles from Zetang hornblende gabbro

a—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus SiO<sub>2</sub>; b—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus FeO<sup>T</sup>; c—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus TiO<sub>2</sub>; d—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus Na<sub>2</sub>O



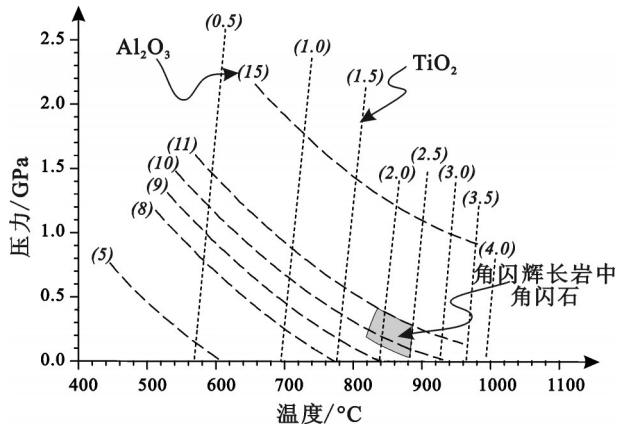


图12 角闪石  $Al_2O_3$ - $TiO_2$  等值线温压图<sup>[42]</sup>  
Fig.12 Isoleths of  $Al_2O_3$  and  $TiO_2$  in weight percent of amphibole in Zetang hornblende gabbro<sup>[42]</sup>

TWB<sub>73</sub> 结合 Droop<sup>[58]</sup> 提出的计算矿物  $Fe^{3+}$  方法, 得到角闪辉长岩岩浆的温度为 1100°C 左右, 橄榄辉石岩形成的温度为 800~900°C。

### 5.3 泽当蛇绿岩中含水岩浆活动

一般认为, 高铝玄武岩的  $SiO_2 < 52\%$ ,  $Al_2O_3 > 17\%$ ,  $MgO < 6\%$ , 具有低的  $Mg^\# (40\sim 55)$ , 是钙碱性火山岩基性端元的典型岩类, 多分布于造山带、岛弧和活动大陆边缘, 如阿留申、中美洲和日本弧区<sup>[31, 34]</sup>。其成因至今仍存在争议: (1) 俯冲的(变质)洋壳及部分沉积物脱水熔融形成<sup>[59]</sup>; (2) 来自地幔的原始玄武质岩浆分离结晶后的残余熔体<sup>[60-61]</sup>; (3) 经过斜长石分离结晶的岩浆<sup>[62]</sup>。大多学者认为, 高铝玄武岩的形成与原始岩浆是否含水有着密切关系。Kuno<sup>[63]</sup> 在日本岛弧的高铝玄武岩中发现高钙斜长石, 岩石实验研究表明, 基性熔体中能否结晶形成高钙斜长石主要决定于岩浆的  $H_2O$  含量, 高钙斜长石仅形成于水逸度高的环境而不能形成于与岛弧岩浆具有相似的  $Na_2O$ 、 $CaO$  含量的干的熔体中<sup>[31]</sup>。来自地幔的原始玄武岩如有一定的水加入, 会大大降低早阶段基性岩浆中矿物的液相线温度, 使得斜长石与单斜辉石的首晶区大大缩小, 而橄榄石稳定区间则大大拓宽<sup>[64]</sup>, 原始玄武质岩浆经过大量的橄榄石的结晶后, 其残余的熔体的  $MgO$  含量降低, 并具有更高的  $Al_2O_3$  和  $CaO$  含量, 逐渐演变为高铝玄武岩岩浆<sup>[65]</sup>。这种高铝玄武岩的岩浆如在封闭环境下固结, 岩浆中的水能保存, 会晶出角闪石, 形成角闪辉长岩; 如

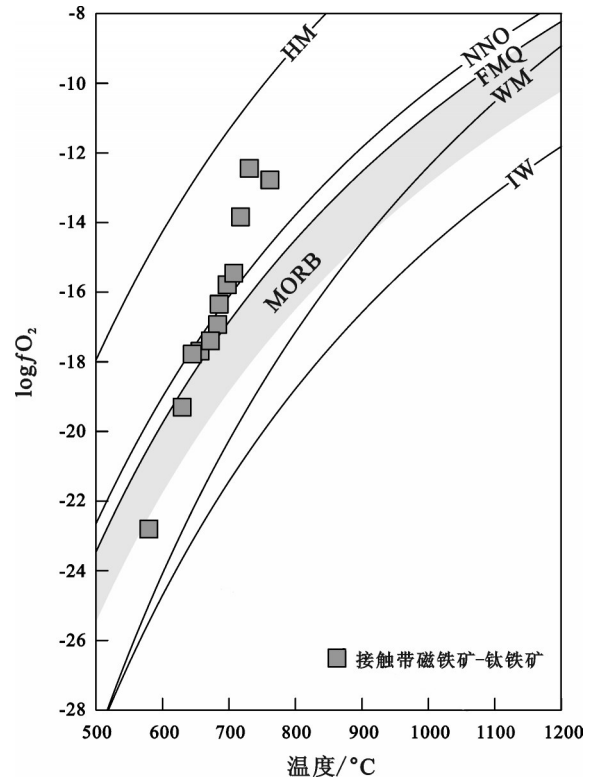


图13 泽当角闪辉长岩与辉石岩接触带中磁铁矿-钛铁矿矿物对计算温度-氧逸度图解

HM—赤铁矿-磁铁矿缓冲剂<sup>[54]</sup>; NNO—Ni-NiO 缓冲剂<sup>[55]</sup>; FMQ—石英-铁橄榄石-磁铁矿缓冲剂<sup>[55]</sup>; WM—方铁矿-磁铁矿缓冲剂<sup>[56]</sup>; IW—铁-方铁矿缓冲剂<sup>[55]</sup>, 所有氧逸度反应线均基于压力为 0.3 GPa; MORB 氧逸度范围<sup>[51-53]</sup>

Fig. 13 Oxygen fugacity and temperature determined for the Zetang hornblende gabbro based on magnetite-ilmenite equilibration

All trajectories are calculated at 0.3 GPa: HM for hematite-magnetite buffer<sup>[54]</sup>, NNO for nickel-nickel-oxide<sup>[55]</sup>, FMQ for quartz-fayalite-magnetite<sup>[55]</sup>, WM for wüstite-magnetite<sup>[56]</sup> and IW for iron-wüstite<sup>[55]</sup>. MORB field<sup>[51-53]</sup>

在接近地表或喷溢的开放环境, 水分的逸散使得岩浆不能结晶出角闪石而出现辉石的斑晶, 形成高铝玄武岩<sup>[65]</sup>。

而本文所研究的泽当蛇绿岩中角闪辉长岩由于受低级变质作用影响, 部分早期矿物已完全转变成葡萄石+绿纤石, 岩石具有较高的烧失量(LOI: 3.22%~3.63%)。蚀变及低级变质作用使得岩石的部分主量元素(如: Na, K, Ca, Si)和微量元素(如: Cs, Rb, Ba 和 Sr 等)的含量易受到后期流体作用影响, 岩石低的  $SiO_2$  含量可能为受开放体系变质作用影响。相对而言, 玄武质以及更酸性的岩石中高场强

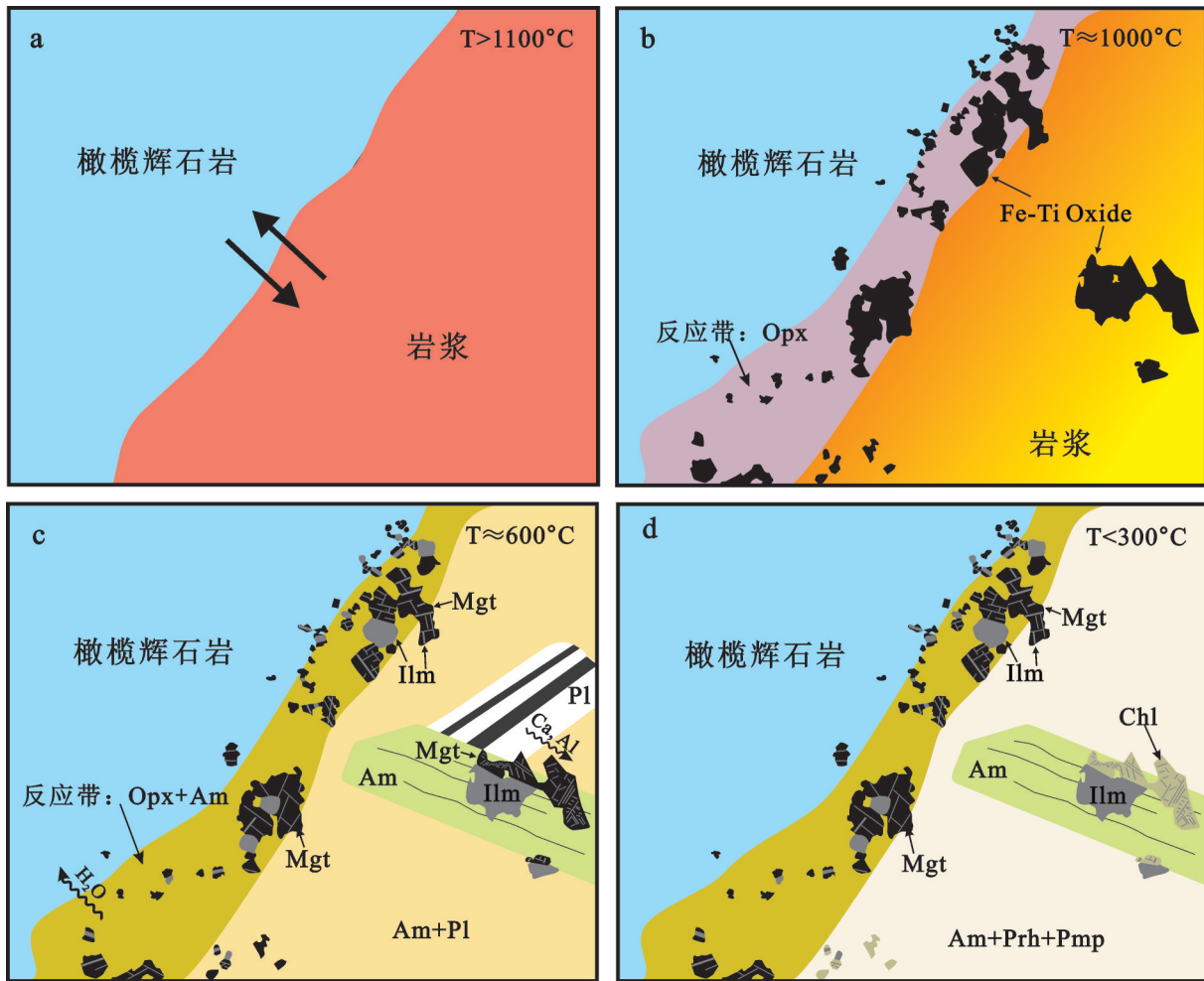


图 14 泽当角闪辉长岩形成模式图

Fe-Ti Oxide—铁钛氧化物; Opx—斜方辉石; Am—角闪石; Pl—斜长石; Ilm—钛铁矿; Mgt—磁铁矿;  
Chl—绿泥石; Prh—葡萄石; Pmp—绿纤石

Fig. 14 Schematic model for the genesis of the Zetang hornblende gabbro

Fe-Ti Oxide - Fe-Ti oxide; Opx—Orthopyroxene; Am—Amphibole; Pl—Plagioclase; Ilm—Ilmenite; Mgt—Magnetite;  
Chl—Chlorite; Prh—Prehnite; Pmp—Pumpellyite

元素(如: Ti、Zr、Y、Nb、P 和 Th), 绝大多数稀土元素和过渡元素(如: Ni、Cr、V 和 Sc)在蚀变和低级变质过程中被认为是较稳定的<sup>[66-67]</sup>。角闪辉长岩样品相对泽当蛇绿岩中辉长辉绿岩<sup>[32-33]</sup>具有高的  $Al_2O_3$ 、 $TiO_2$ , 低的 MgO 含量, 由于这些元素在蚀变及变质过程中较为稳定, 可以相对客观反映原岩的地球化学特征, 指示形成角闪辉长岩的岩浆可能是富含  $Al_2O_3$ 、 $TiO_2$  类似高铝玄武岩的岩浆(图 6-b~c)。

由角闪辉长岩样品中角闪石主要为岩浆成因, 加之 Fe-Ti 氧化物计算所得的岩石结晶氧逸度较一般 MORB 环境要高, 指示岩石形成于含水环境。然而角闪辉长岩样品的全岩地球化学特征却显示严

重的 LREE、LILE 亏损(部分可能受蚀变或低级变质作用影响), 无明显 HFSE 亏损(如 Ta、Ti, 图 7), 显示 N-MORB 特征角闪辉长岩样品的锆石具有非常亏损的 Hf 同位素组成,  $\epsilon_{Hf}(t) = 11.0 \sim 19.8$ , 暗示岩石可能来自亏损地幔或甚至比亏损地幔更亏损的源区(图 10)。

泽当角闪辉长岩样品中角闪石呈现类似伟晶结构(图 2), 并形成于水逸度较高的环境, 具有较低的 MgO 及 Cr、Ni 等相容元素含量(图 6-d), 反映泽当角闪辉长岩可能为幔源含水的原始岩浆经过演化(分离结晶作用等)后的富含流体、挥发分、Ti 和  $Al_2O_3$  的岩浆结晶形成。岩浆可能沿着早期的岩浆通道(充填有橄榄辉石岩)上升(图 14-a), 并与已经

结晶的橄榄辉石岩发生反应/冷却,结晶形成Fe-Ti氧化物和次生的斜方辉石(图14-b)。随着岩浆温度的不断下降,岩浆结晶出角闪石以及斜长石,Fe-Ti氧化物分离形成磁铁矿与钛铁矿(图14-c);在水逸度高的环境下,早期结晶的斜长石会释放出Ca以及Al,形成葡萄石和绿帘石等含水Ca-Al硅酸盐矿物,而Fe-Ti氧化物(如此处的磁铁矿)会与释放出的游离Ca、Si、Al等发生反应,转变为绿泥石<sup>[64]</sup>(图14-d)。

然而岩石的稀土及微量元素地球化学特征与常见的高铝玄武岩以及角闪辉长岩<sup>[68]</sup>不同,并不具岛弧环境的地球化学特征,显示N-MORB特征(图7)。这与雅鲁藏布江缝合带西段的发现相似,Liu et al.<sup>[69]</sup>在普兰蛇绿岩中发现侵入地幔橄榄岩中的辉长苏长岩由钙长石含量高(94~99)的斜长石组成,矿物组成显示其形成于亏损不相容元素的含水高硅熔体,并认为其是由沿着慢速扩张脊分布的蛇纹石化地幔橄榄岩部分熔融形成。普兰地幔橄榄岩中的辉长岩形成年龄为(130±3) Ma<sup>[70]</sup>,与本文的角闪辉长岩年代相近,暗示雅鲁藏布江缝合带蛇绿岩中可能广泛存在130 Ma左右的含水岩浆活动。但此期岩浆活动的水(流体)来源仍未知,由高铝玄武岩岩浆活动几乎仅发现于汇聚板块边缘,虽然泽当蛇绿岩中角闪辉长岩不具有典型岛弧岩浆地球化学特征,但不能排除其可能为蛇纹石化的洋壳或地幔橄榄岩在俯冲早期脱水使得地幔楔发生部分熔融,因为一些现代岛弧发现的拉斑玄武岩部分也具有LREEs亏损的地球化学特征<sup>[71]</sup>,所以本文趋向于认为其形成于俯冲带环境。具体此次含水岩浆活动的水(流体)的来源还有待对泽当蛇绿岩的洋壳、地幔橄榄岩及其中侵入岩进行更详细的研究,这将为恢复泽当蛇绿岩的构造背景提供更多的线索。

## 6 结 论

本文通过对泽当蛇绿岩中角闪辉长岩的岩相学、矿物学、年代学、同位素和地球化学研究,获得了以下认识:泽当蛇绿岩中角闪辉长岩的锆石U-Pb年龄为(129.0±0.8) Ma,为幔源含水岩浆经过演化后形成的富挥发分、Ti和Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>的类似高铝玄武岩岩浆于1100~1000℃侵入地幔橄榄岩中形成;岩石具有非常亏损的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(11.0~19.8),为幔源含水岩浆经过演化(分离结晶作用)后形成的富挥发分、Ti

和Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>的类似高铝玄武岩岩浆结晶形成,岩石亏损LREEs,具有类似N-MORB的稀土微量元素配分模式,与岛弧区发现的高铝玄武岩不同,认为可能系蛇纹石化的洋壳或地幔橄榄岩在俯冲早期脱水使得地幔楔发生部分熔融形成。

**致谢:**野外工作中得到了西藏矿业公司教授级高工巴登珠的大力帮助;电子探针测试在大陆构造与动力学国家重点实验室完成,实验过程中得到了中国地质科学院地质研究所戎合老师的帮助和指导;论文工作得到了中国地质科学院地质研究所田亚洲博士和刘飞博士的帮助。在此,笔者一并致以诚挚的谢意!

## 参考文献(References):

- [1] Yang J S, Robinson P T, Dilek Y. Diamonds in ophiolites[J]. *Elements*, 2014, 10(2): 127-130.
- [2] Malpas J, Zhou M F, Robinson P T, et al. Geochemical and geochronological constraints on the origin and emplacement of the Yarlung Zangbo ophiolites, Southern Tibet[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2003, 218(1): 191-206.
- [3] Hébert R, Bezard R, Guilmette C, et al. The Indus-Yarlung Zangbo ophiolites from Nanga Parbat to Namche Barwa syntaxes, southern Tibet: first synthesis of petrology, geochemistry, and geochronology with incidences on geodynamic reconstructions of Neo-Tethys[J]. *Gondwana Research*, 2012, 22(2): 377-397.
- [4] Chan G H N, Aitchison J C, Crowley Q G, et al. U-Pb zircon ages for Yarlung Tsangpo suture zone ophiolites, southwestern Tibet and their tectonic implications[J]. *Gondwana Research*, 2015, 27(2): 719-732.
- [5] Xu Z Q, Dilek Y, Yang J S, et al. Crustal structure of the Indus-Tsangpo suture zone and its ophiolites in southern Tibet[J]. *Gondwana Research*, 2015, 27(2): 507-524.
- [6] 韦栋梁, 夏斌, 周国庆, 等. 西藏泽当蛇绿岩的SM-ND等时线年龄及其意义[J]. *地球学报*, 2006, 27(1): 31-34.  
Wei Dongliang, Xia Bin, Zhou Guoqing, et al. Sm-Nd isochron age of Zedong ophiolite in Tibet and its implications[J]. *Geoscientia Sinica*, 2006, 27(1): 31-34 (in Chinese)
- [7] 刘维亮, 夏斌, 刘鸿飞, 等. 西藏泽当蛇绿岩玄武岩SHRIMP锆石U-Pb年龄及其地质意义[J]. *地质通报*, 2013, 32(9): 1356-1361.  
Liu Weiliang, Xia Bin, Liu Hongfei, et al. Zircon U-Pb dating of basalt from Zetang ophiolite in Tibet and its geological implications[J]. *Geological Bulletin of China*, 2013, 32(9): 1356-1361 (in Chinese with English abstract).
- [8] 张亮亮, 刘传周, 吴福元, 等. 泽当蛇绿岩的组成、时代和成因[C]//2014年中国地球科学联合学术年会——专题34:特提斯



- 青藏高原地质演化与成矿论文集. 2014年中国地球科学联合学术年会, 中国北京, 2014: 1838.
- Zhang Liangliang, Liu Chuanzhou, Wu Fuyuan, et al. The compose, age and genesis of Zedong ophiolite[C]// 2014 annual meeting of Chinese geosciences union – Sessions 34: Tethyan–Tibet Plateau geological evolution and mineralization abstract album. 2014 annual meeting of Chinese geosciences union, Beijing Chian, 2014: 1838 (in Chinese).
- [9] Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan–Tibetan orogen[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2000, 28(1): 211–280.
- [10] Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision[J]. *Science*, 1975, 189(4201): 419–426.
- [11] 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 印度–亚洲碰撞大地构造[J]. *地质学报*, 2011, 85(1): 1–33.
- Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Li Haibin, et al. On the tectonics of the India–Asia collision[J]. *Acta Geological Sinica*, 2011, 85(1): 1–33 (in Chinese with English abstract).
- [12] 刘飞, 杨经绥, 陈松永, 等. 雅鲁藏布江缝合带西段基性岩地球化学和Sr–Nd–Pb同位素特征: 新特提斯洋内俯冲的证据[J]. *中国地质*, 2013, 40(3): 742–755.
- Liu Fei, Yang Jingsui, Chen Songyong, et al. Geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopic composition of mafic rocks in the western part of Yarlung Zangbo suture zone: Evidence for intra–oceanic supra–subduction within the Neo–Tethys[J]. *Geology in China*, 2013, 40(3): 742–755 (in Chinese with English abstract).
- [13] 牛晓露, 杨经绥, 陈松永, 等. 雅鲁藏布江西段东波超镁铁岩体经历了俯冲带流体的改造: 来自铂族元素的证据[J]. *中国地质*, 2013, 40(4): 756–766.
- Niu Xiaolu, Yang Jingsui, Chen Songyong, et al. The reformation of the Dongbo ultramafic rock massif in the western part of the Yarlung Zangbo suture zone by subduction–related fluids: Evidence from the platinum–group elements (PGE)[J]. *Geology in China*, 2013, 40(3): 756–766 (in Chinese with English abstract).
- [14] 西藏自治区地质矿产局. 西藏自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1993: 294–314.
- Tibet autonomous Geology and Mineral Bureau. Regional Geology of the Tibet Autonomous[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993: 294–314 (in Chinese).
- [15] Aitchison J C, Ba D, Davis A M, et al. Remnants of a Cretaceous intra–oceanic subduction system within the Yarlung–Zangbo suture (southern Tibet)[J]. *Earth Planetary Science Letters*, 2000, 183: 231–244.
- [16] McDermid I R C, Aitchison J C, Davis A M, et al. The Zedong terrane: a Late Jurassic intra–oceanic magmatic arc within the Yarlung–Tsangpo suture zone, southeastern Tibet[J]. *Chemical Geology*, 2002, 187: 267–277.
- [17] 王莉, 曾令森, 高利娥, 等. 藏南侏罗纪残留洋弧的地球化学特征及其大地构造意义[J]. *岩石学报*, 2012, 28(6): 1741–1754.
- Wang Li, Zeng Lingsen, Gao Lie, et al. Remnant Jurassic intra–oceanic arc system in Southern Tibet: Geochemistry and tectonic implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 28(6): 1741–1754 (in Chinese with English abstract).
- [18] Zhang L L, Liu C Z, Wu F Y, et al. Zedong terrane revisited: An intra–oceanic arc within Neo–Tethys or a part of the Asian active continental margin?[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 80: 34–55.
- [19] Zhu D C, Zhao Z D, Pan G T, et al. Early Cretaceous subduction–related adakite–like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt–peridotite interaction?[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, 34(3): 298–309.
- [20] Chen Y H, Yang J S, Xiong F H, et al. Geochronology and geochemistry of the subduction–related rocks with high Sr/Y ratios in the Zedong area: Implications for the magmatism in southern Lhasa Terrane during Late Cretaceous[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2015, 89(2): 351–368.
- [21] Liu C Z, Wu F Y, Wilde S A, et al. Anorthitic plagioclase and pargasitic amphibole in mantle peridotites from the Yungbwa ophiolite (southwestern Tibetan Plateau) formed by hydrous melt metasomatism[J]. *Lithos*, 2010, 114(3): 413–422.
- [22] 巴登珠. 西藏自治区札囊—桑日县 1:50000 区域构造纲要图[R]. 拉萨: 西藏地质局第二地质大队, 1979.
- Badengzhu. Xizang autonomous region Zhanang: Sangri regional geology reconnaissance map[R]. Team #2 of Xizang Geological Survey, Lhasa, scale 1:50000, 1979 (in Chinese).
- [23] Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pb[J]. *Chemical Geology*, 2002, 192(1): 59–79.
- [24] Ludwig K R. User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Kenneth R. Ludwig, 2003.
- [25] 耿建珍, 李怀坤, 张健, 等. 锆石 Hf 同位素组成的 LA–MC–ICP–MS 测定[J]. *地质通报*, 2011, 31(10): 1508–1513.
- Geng Jianzhen, Li Huaikun, Zhang Jian, et al. Zircon Hf isotope analysis by means of LA–MC–ICP–MS[J]. *Geological Bulletin of China*, 2011, 31(10): 1508–1513 (in Chinese with English abstract).
- [26] Scherer E, Münker C, Mezger K. Calibration of the lutetium–hafnium clock[J]. *Science*, 2001, 293(5530): 683–687.
- [27] Blichert–Toft J, Albarède F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 148(1): 243–258.
- [28] Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM–MC–ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64(1): 133–147.
- [29] Leake B E, Woolley A, Arps C E S, et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the



- International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names[J]. *The Canadian Mineralogist*, 1997, 35: 219–246.
- [30] Zhu D C, Mo X X, Zhao Z D, et al. Presence of Permian extension- and arc- type magmatism in southern Tibet: paleogeographic implications[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2010, 122(7/8): 979–993.
- [31] Sisson T W, Grove T L. Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc- alkaline differentiation and subduction zone magmatism[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1993, 113(2): 143–166.
- [32] 韦栋梁. 雅鲁藏布缝合带泽当段蛇绿岩的地球化学特征及构造意义[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2007.  
Wei Dongliang. Geochemical characteristics and tectonic significance of the Zedong ophiolite, Yarlung- Zangbo suture zone[D]. Beijing: Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, 2007 (in Chinese with English abstract).
- [33] 李强, 夏斌, 黄强大, 等. 雅鲁藏布江蛇绿岩带东段泽当蛇绿岩起源及演化[J]. *地质学报*, 2014, 88(2): 145–166.  
Li Qiang, Xia Bin, Huang Qiangtai, et al. The origin and evolution of Zedang ophiolite in the eastern Yarlung- Zangbo suture zone, southern Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2014, 88(2): 145–166 (in Chinese with English abstract).
- [34] Kuno H. High- alumina basalt[J]. *Journal of Petrology*, 1960, 1(1): 121–145.
- [35] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, 42(1): 313–345.
- [36] Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53(1): 27–62.
- [37] 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. *科学通报*, 2004, 49(16): 1589–1604.  
Wu Yuanbao, Zheng Yongfei. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, 49(16): 1554–1569(in Chinese).
- [38] 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. *岩石学报*, 2007, 23(2): 185–220.  
Wu Fuyuan, Li Xianhua, Zheng Yongfei, et al. Lu- Hf isotopic systematics and their applications in petrology[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23(2): 185–220(in Chinese with English abstract).
- [39] Amelin Y, Lee D C, Halliday A N, et al. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons[J]. *Nature*, 1999, 399(6733): 252–255.
- [40] 韦栋梁, 夏斌, 周国庆, 等. 西藏泽当蛇绿岩壳层火山熔岩的岩石地球化学及成因[J]. *大地构造与成矿学*, 2004, 28(3): 270–278.  
Wei Dongliang, Xia Bin, Zhou Guoqing, et al. Lithochemical characteristics and origin of the Zedang ophiolite lava in Xizang (Tibet), China[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2004, 28(3): 270–278 (in Chinese with English abstract).
- [41] Coogan L A, Wilson R N, Gillis K M, et al. Near- solidus evolution of oceanic gabbros: Insights from amphibole geochemistry[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(23): 4339–4357.
- [42] Ernst W G, Liu J. Experimental phase- equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic amphibole in MORB- A semiquantitative thermobarometer[J]. *American Mineralogist*, 1998, 83: 952–969.
- [43] Koepke J, Berndt J, Bussy F. An experimental study on the shallow- level migmatization of ferrogabbros from the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands[J]. *Lithos*, 2003, 69(3): 105–125.
- [44] Koepke J, Feig S T, Snow J, et al. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2004, 146(4): 414–432.
- [45] Koepke J, Feig S T, Snow J. Hydrous partial melting within the lower oceanic crust[J]. *Terra Nova*, 2005, 17(3): 286–291.
- [46] France L, Koepke J, Ildefonse B, et al. Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: Experimental and natural observations[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2010, 160(5): 683–704.
- [47] Haggerty S E. Oxide textures; a mini- atlas[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 1991, 25(1): 129–219.
- [48] Buddington A F, Lindsley D H. Iron- titanium oxide minerals and synthetic equivalents[J]. *Journal of Petrology*, 1964, 5(2): 310–357.
- [49] Anderson A T, Lindsley D H. Model for the Ti magnetite or ilmenite geothermometers and oxygen barometers[J]. *Trans. Geophysical Union*, 1985, 66: 416.
- [50] Lepage L D. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite- magnetite geothermometry and geobarometry[J]. *Computers & Geosciences*, 2003, 29(5): 673–678.
- [51] Christie D M, Carmichael I S E, Langmuir C H. Oxidation states of mid- ocean ridge basalt glasses[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 79(3): 397–411.
- [52] Bézous A, Humler E. The Fe<sup>3+</sup>/ΣFe ratios of MORB glasses and their implications for mantle melting[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69(3): 711–725.
- [53] Lee C T A, Leeman W P, Canil D, et al. Similar V/Sc systematics in MORB and arc basalts: implications for the oxygen fugacities of their mantle source regions[J]. *Journal of Petrology*, 2005, 46(11): 2313–2336.
- [54] Schwab R G, Küstner D. The equilibrium fugacities of important oxygen buffers in technology and petrology[J]. *N Jb Miner Mh*,

- 1981, 140: 112–142
- [55] O'Neill H S C. Free energies of formation of NiO, CoO, Ni<sub>3</sub>SiO<sub>4</sub>, and Co<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>[J]. *American Mineralogist*, 1987, 72(3/4): 280–291.
- [56] Eugster H P, Wones D R. Stability relations of the ferruginous biotite, annite[J]. *Journal of Petrology*, 1962, 3(1): 82–125.
- [57] Wood B J, Banno S. Garnet–orthopyroxene and orthopyroxene–clinopyroxene relationships in simple and complex systems[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1973, 42(2): 109–124.
- [58] Droop G T R. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria[J]. *Mineralogical magazine*, 1987, 51(361): 431–435.
- [59] Johnston A D. Anhydrous P–T phase relations of near–primary high– alumina basalt from the South Sandwich Islands[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1986, 92(3): 368–382.
- [60] Draper D S, Johnston A D. Anhydrous PT phase relations of an Aleutian high–MgO basalt: an investigation of the role of olivine–liquid reaction in the generation of arc high– alumina basalts[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1992, 112(4): 501–519.
- [61] Ariskin A A, Barmina G S, Ozerov A Y, et al. Genesis of high–alumina basalts from Klyuchevskoi volcano[J]. *Petrology*, 1995, 3(5): 449–472.
- [62] Fournelle J, Marsh B D. Shishaldin Volcano: Aleutian high–alumina basalts and the question of plagioclase accumulation[J]. *Geology*, 1991, 19(3): 234–237.
- [63] Kuno H. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1950, 61(9): 957–1020.
- [64] Best M G. *Igneous and Metamorphic Petrology*(Second Edition)[M]. Blackwell, 2013.
- [65] 陈荣, 周金城. 福建同安角闪辉长岩的矿物化学、<sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar年龄及地质意义[J]. *地质论评*, 2001, 47(6): 602–607.
- Chen Rong, Zhou Jincheng. Mineral chemistry and <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar ages of hornblende gabbro from Tong'an, Fujian Province and their geological significance[J]. *Geological Review*, 2001, 47(6): 602–607 (in Chinese with English abstract).
- [66] Bienvu P, Bougault H, Joron J L, et al. MORB alteration: rare–earth element/non– rare– earth hygromagmaphile element fractionation[J]. *Chemical Geology*, 1990, 82: 1–14.
- [67] Staudigel H, Plank T, White B, et al. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP Sites 417 and 418. Subduction top to bottom[C]// Bebout G E, Scholl S W, Kirby S H, et al(eds.). Washington D C, American Geophysical Union, 1996: 19–38.
- [68] Sisson T W, Grove T L, Coleman D S. Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholiths[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996, 126(1/2): 81–108.
- [69] Liu C Z, Zhang C, Yang L Y, et al. Formation of gabbro norites in the Purang ophiolite (SW Tibet) through melting of hydrothermally altered mantle along a detachment fault[J]. *Lithos*, 2014, 205: 127–141.
- [70] 刘钊, 李源, 熊发挥, 等. 西藏西部普兰蛇绿岩中的 MOR 型辉长岩, 岩石学和年代学[J]. *岩石学报*, 2011, 27(11): 3269–3279.
- Liu Zhao, Li Yuan, Xiong Fahui, et al. Petrology and geochronology of MOR gabbro in the Purang ophiolite of western Tibet, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2011, 27(11): 3269–3279 (in Chinese with English abstract).
- [71] Hawkesworth C J, O'nions R K, Pankhurst R J, et al. A geochemical study of island–arc and back–arc tholeiites from the Scotia Sea[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1977, 36(2): 253–262.