

江南造山带西段新元古代构造演化

——来自湘西怀化辉绿岩中辉石、黑云母成分的启示

周炜鉴^{1, 2)}, 胡天杨^{2, 3)}, 刘磊^{2, 3)}, 黄德志^{2, 3)}

1) 湖南工程职业技术学院, 长沙, 410151;

2) 中南大学有色金属成矿预测与地质环境监测教育部重点实验室, 长沙, 410083;

3) 中南大学地球科学与信息物理学院, 长沙, 410083



内容提要:关于江南造山带的新元古代构造演化背景素有地幔柱—裂谷模型、岛弧模型及板块—裂谷模型之争,其争论的焦点在于扬子与华夏板块碰撞的具体时间,以及聚合后裂解的动力学环境。笔者等选取江南造山带西段湘西怀化地区~788 Ma 辉绿岩中的单斜辉石和黑云母为研究对象,采用电子探针和激光剥蚀—等离子体质谱仪对其化学成分进行了精确测定,以期进一步约束该地区的成岩构造背景。怀化辉绿岩中的单斜辉石可分为普通辉石和透辉石两种,根据单斜辉石的 $n(\text{Ca})/n(\text{Al})$ 值(3.48~7.15)和高 $w(\text{Ti})/w(\text{Eu})$ 值(>1500)的特征,笔者等判断江南造山带西段的新元古代地幔可能遭受了硅酸盐熔体和俯冲流体的多重交代作用。单斜辉石温压计的估算结果表明,普通辉石的结晶温度为 1080~1112 °C,结晶压力 0.3~0.6 GPa,对应的深度为 9.1~20.8 km;而透辉石的结晶温度为 1237~1274 °C,结晶压力 1.0~1.32 GPa,对应的深度为 31.8~42.6 km。综合单斜辉石和黑云母的微量元素特征(单斜辉石的 Al、Ti、Ca、Na 等元素和黑云母的 Mg、Fe 等元素)、岩浆系列和构造环境判别图解,表明该区的亚碱性拉斑玄武质岩浆来自于上地幔顶部与地壳结合的部位,是软流圈地幔部分熔融产生的板内碱性玄武质岩浆上升到浅部发生结晶分异作用形成的。结合区域的构造演化特征,笔者等提出一种三阶段的改进板块—裂谷模型,用以描述江南造山带西部的新元古代构造背景。

关键词:江南造山带;怀化;辉绿岩;辉石;黑云母;构造演化

“江南造山带”是与扬子江大致平行的古老褶皱地带(图1),在东段为近东西走向,在湘西—黔东南为北北东走向,是中国地质学先驱们在研究华南区域湘、黔、桂、赣、皖、浙等省份地区古老变质岩调查研究的时所定义。基于大陆动力学理论,许多学者将江南造山带置于全球或华南构造格架中,针对江南造山带的晚中元古—新元古代的构造演化,提出了三种具有代表性的理论模型,分别为地幔柱—裂谷模型、岛弧模型及板块—裂谷模型(Hou Qi et al., 2022)。地幔柱—裂谷模式认为,扬子板块两侧在 1.1~1.0 Ga 前发生俯冲,并在约 850 Ma 发生碰撞造山,最后在 850~745 Ma 由于地幔柱的活动开始裂解,发生广泛的岩浆活动,对应于 Rodinia 超大陆的裂解(Li Xianhua et al., 2009; Li Xianhua et al., 2010)。岛弧模型则认为江南造山带在 830 Ma

前为发育于扬子板块边缘的主动大陆弧,在 830 Ma 左右,扬子地块与华夏地块拼合的接触带即为江南造山带(Zhou Jincheng et al., 2011)。在岛弧模式的视角下,江南造山带经历了洋—洋俯冲(970~880 Ma)、弧—陆碰撞(880~860 Ma)、洋—陆俯冲(860~825 Ma)、弧后盆地打开(825~810 Ma)、造山后伸展等多种构造过程(王孝磊等, 2017)。同期的新元古代早期岩浆活动是板块汇聚导致俯冲—增生造山作用的产物,而新元古代晚期的岩浆活动形成于后造山阶段。此外,板块—裂谷模型提出,扬子地块在 1300~1100 Ma 广泛发育洋弧及弧后盆地,岛弧火山岩发育、陆壳增生,960~860 Ma,岛弧与扬子地块碰撞,导致来自岛弧的岩浆岩广泛地部分熔融和地壳再造;在 830~800 Ma,造山带构造垮塌,形成广泛的 S 型花岗岩;最后在 780~740 Ma,整个华南岩石圈

注:本文为湖南省研究生科研创新项目(编号: CX20220167)、有色金属成矿预测与地质环境监测教育部重点实验室开放基金课题(编号: 2022YJS18)的成果。

收稿日期: 2022-05-28; 改回日期: 2022-11-15; 网络首发: 2022-12-20; 责任编辑: 章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2022.12.085

作者简介: 周炜鉴,男,1992年生,博士,讲师,研究方向为岩石学,矿物学,地球化学; Email: 476341099@qq.com。通讯作者: 胡天杨,男,1996年生,博士,研究方向为岩石学,矿物学,同位素年代学; Email: hty960926@csu.edu.cn。

拉张、地幔上隆和造山带垮塌。新元古代早期和晚期的岩浆作用分别被解释为造山带塌陷和同裂谷构造事件的结果,并非地幔柱活动产物(Zheng Yongfei et al., 2008)。

岩浆岩中的矿物组合,岩石的结构构造以及造岩矿物的地球化学特征,都是岩浆演化过程以及成岩构造环境综合影响的结果(季根源等,2021)。单斜辉石和黑云母作为辉绿岩中的主要镁铁质矿物,也是近年来用作矿物地质温度—压力计的热门之选(张三衡等,2020;郑瑜林等,2021;刘龙等,2021)。其成分也常被用来鉴别成岩时的构造背景(李勇明等,2022;秦亚等,2022)以及岩浆的氧逸度等特征(鲁佳等,2017)。因此,笔者等选取了江南造山带西段新元古代(~788 Ma)辉绿岩中的辉石和黑云母为突破口(辉绿岩定年结果来自 Hou Qi et al., 2022),借助 EPMA 和 LA-ICP-MS 对两者的矿物化

学成分进行了系统的研究,以期为进一步江南造山带新元古代的构造研究提供证据。

1 研究区地质背景

江南造山带在空间位置上涉及多个省份及自治区,其早新元古代浅变质火山—沉积地层主要包括分布在浙江的双溪坞群、安徽南部的溪口群、江西北部部的双桥山/九岭群、湖南的冷家溪群、贵州的梵净山群和广西的四堡群,及其分别对应上覆的河上镇群、厉口群、登山群、板溪群(高涧群)、下江群和丹州群。(Wang Xiaolei et al., 2004; Zhao Guochun et al., 2012)。

江南造山带西段的新元古代地层主要包括褶皱基底和沉积盖层。前者被认为沉积形成于扬子与华夏块体碰撞聚合之前,以发育一系列紧闭褶皱为特征,包括桂西北地区的四堡群、黔东南和黔西北的梵

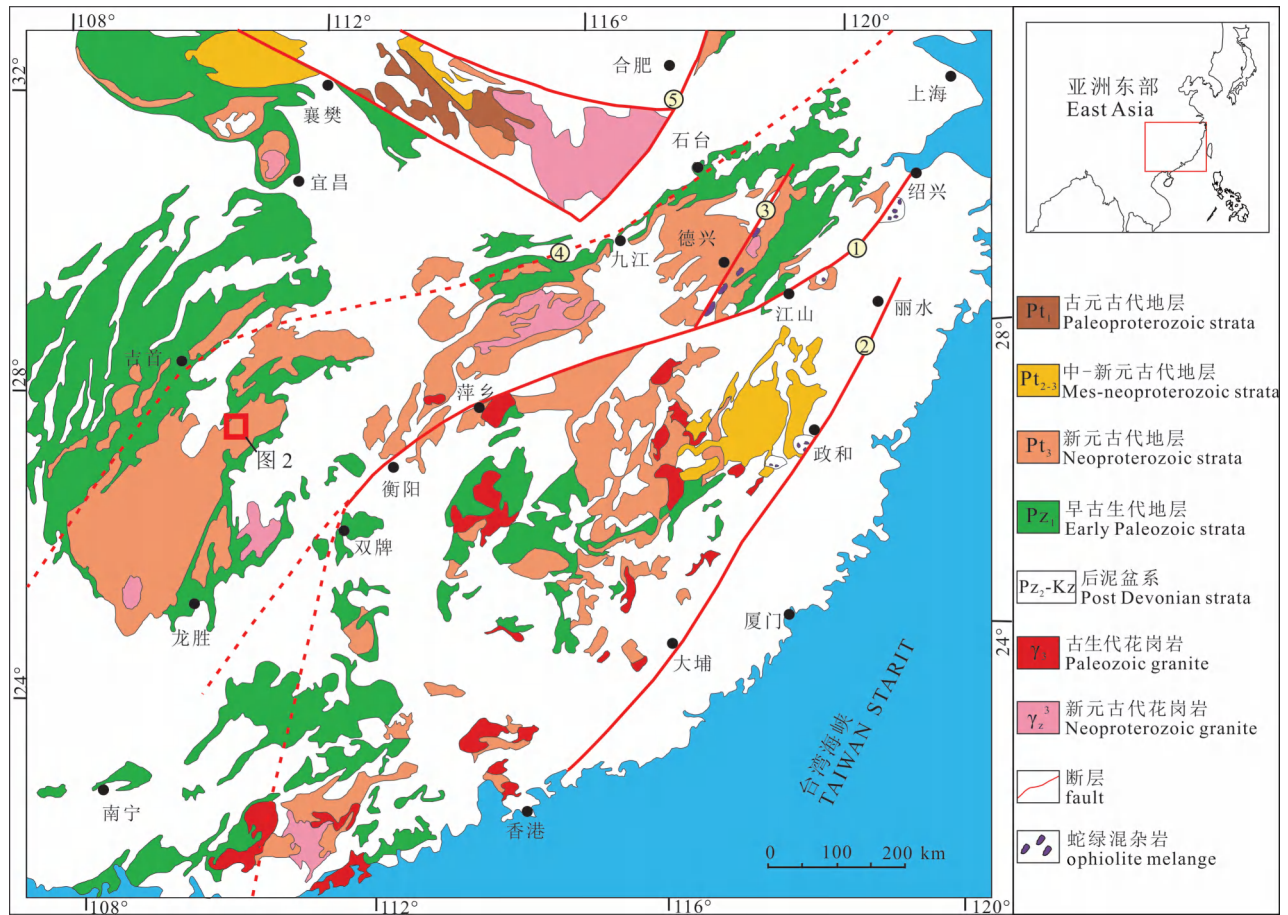


图 1 江南造山带区域地质图(改自 Zhou Weijian et al., 2022)

Fig. 1 The geological map of Jiangnan Orogen Belt (modified from Zhou Weijian et al., 2022)

① 绍兴—江山—萍乡断裂带;② 政和—大埔断裂带;③ 东乡—德兴断裂带;④ 九江—石台隐伏断裂;⑤ 郟城—庐江断裂带
The numbers in this figure means: ① Shaoxing—Jiangshan—Pingxiang—Shuangpai fault; ② Zhenghe—Dapu fault;
③ Dongxiang—Dexing fault; ④ Jiujiang—Shitai fault; ⑤ Tancheng—Lujiang fault

净山群,以及湖南的冷家溪群等。后者被认为沉积形成于聚合之后,特征为发育一系列宽缓褶皱,包括桂西北地区的丹州群、黔东南和黔西北的下江群,以及湖南的板溪群(高涧群)等。两套地层之间广泛发育(高)角度不整合,以及在沉积盖层的底部发育底砾岩,被认为是碰撞造山的标志(Zhang Yuzhi et al., 2015)。

根据沉积建造组合、岩相古地理环境、构造运动形迹、沉积物特征差异等方面存在的差别,湖南省内的板溪群地层被划分成北区、中区和湘东南区。研究区则位于板溪群地层中区的黔阳—双峰小区,该地层称为高涧群。高涧群主要由灰绿色、灰—深灰色、少量紫灰色浅变质砂岩,层状凝灰岩、板岩组成。下部夹炭质板岩、碳酸盐岩,具有弱的铜矿化。局部有海底喷出的中酸性熔岩。地层总厚度达 3290~4757 m 以上,可划分为石桥铺组(Pt_3s)、黄狮洞组(Pt_3hs)、砖墙湾组(Pt_3z)、架枳田组(Pt_3j)、岩门寨组(Pt_3ym)以及大江边组(Pt_3dj)。本次研究的样品

均采集自黔阳—双峰小区怀化市中方县地区,侵入板溪群(高涧群)架枳田组和砖墙湾组地层的基性岩(图 2),采样点分别为:颜容辉绿岩采石场(GPS 坐标:110°11′47.81″;27°20′53.32″)以及黄狮洞水电站西侧辉绿岩采石场的辉绿岩(墙)(GPS 坐标:110°14′00.33″;27°23′37.00″)。样品 D006-H1 采自颜容采石场,为岩墙核部中粗粒辉绿岩,点处辉绿岩墙侵入板溪群(高涧群)砖墙湾组灰绿—灰黑色泥质板岩中(图 3a)。辉绿岩墙出露宽度约 80~100 m,走向北东,辉绿岩墙与围岩接触关系清晰,接触带附近板岩普遍发育较强硅化(图 3b)。板岩板理产状稳定,倾向 310°~320°,倾角 63°~65°。辉绿岩墙内部一组节理(小断层)十分发育,产状 225°∠46°,沿节理充填石英脉,脉宽 1~30 cm。岩体内发育多组节理,沿节理裂隙面,辉绿岩多发方解石化、绿泥石化。样品 D014-H1 采自黄狮洞基性岩墙北段,为采于东北部近岩墙边部的中细粒辉绿岩,辉绿岩墙沿断裂侵入到板溪群(高涧群)砖墙湾组地

层中,辉绿岩墙出露宽度约 80~100 m,走向北北东。围岩板岩产状稳定,板理产状为 140°∠80°。

2 单矿物分析方法

2.1 单矿物电子探针分析

对辉绿岩样品挑选的单矿物(黑云母、辉石)进行电子显微观察、能谱和波谱定性,对单矿物颗粒进行了能谱的点半定量和波谱的点定量分析。电子探针分析在中南大学有色金属成矿预测与地质环境监测教育部重点实验室完成。电子探针仪器型号为 Shimadzu EPMA-1720H。点定量分析条件简述如下:加速电压 15 kV,电流 60 nA,束斑为 1 μ m。元素特征 X 射线选择: S (K α)、Mn (K α)、Fe (K α)、Cu (K α)、Zn (K α)、Cd (L α)、In (L α)、Sn (M α)、Pb (M α);选取对应目标矿物合适的标样展开实验,数据处理采用仪器自带数据处理软件,校正方法采用 ZAF 定量修正方法(Z—

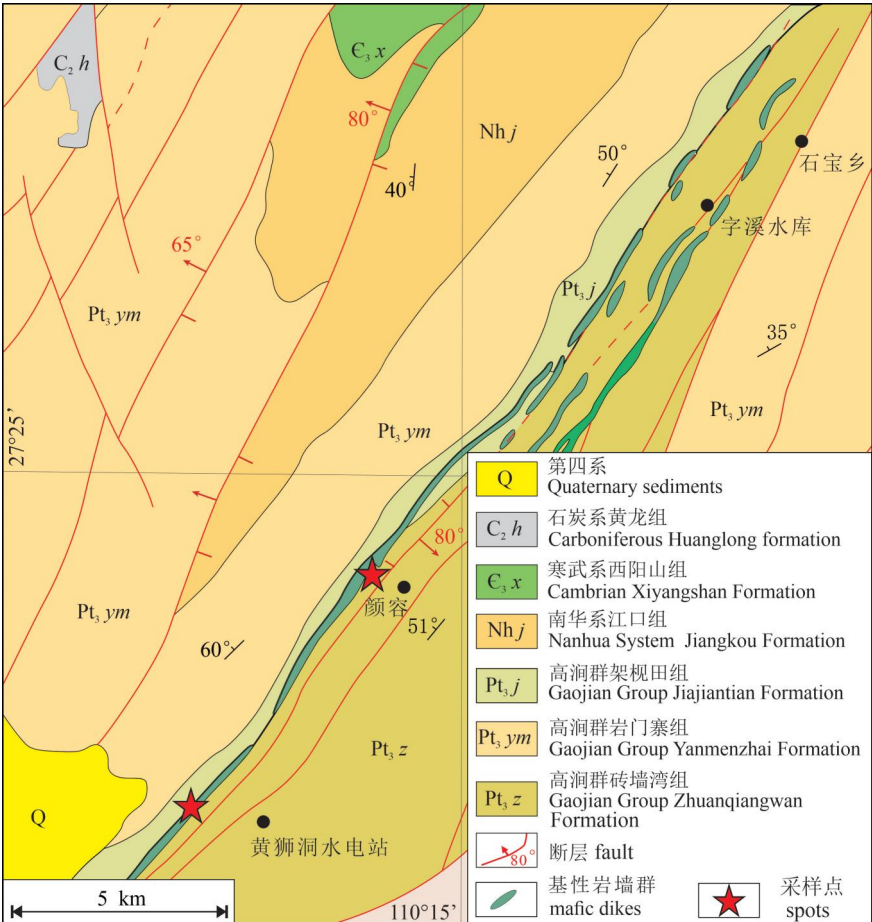


图 2 怀化辉绿岩区域地质图(改自 Hou Qi et al., 2022)

Fig. 2 The geological map of Huaihua diabase (modified after Hou Qi et al., 2022)

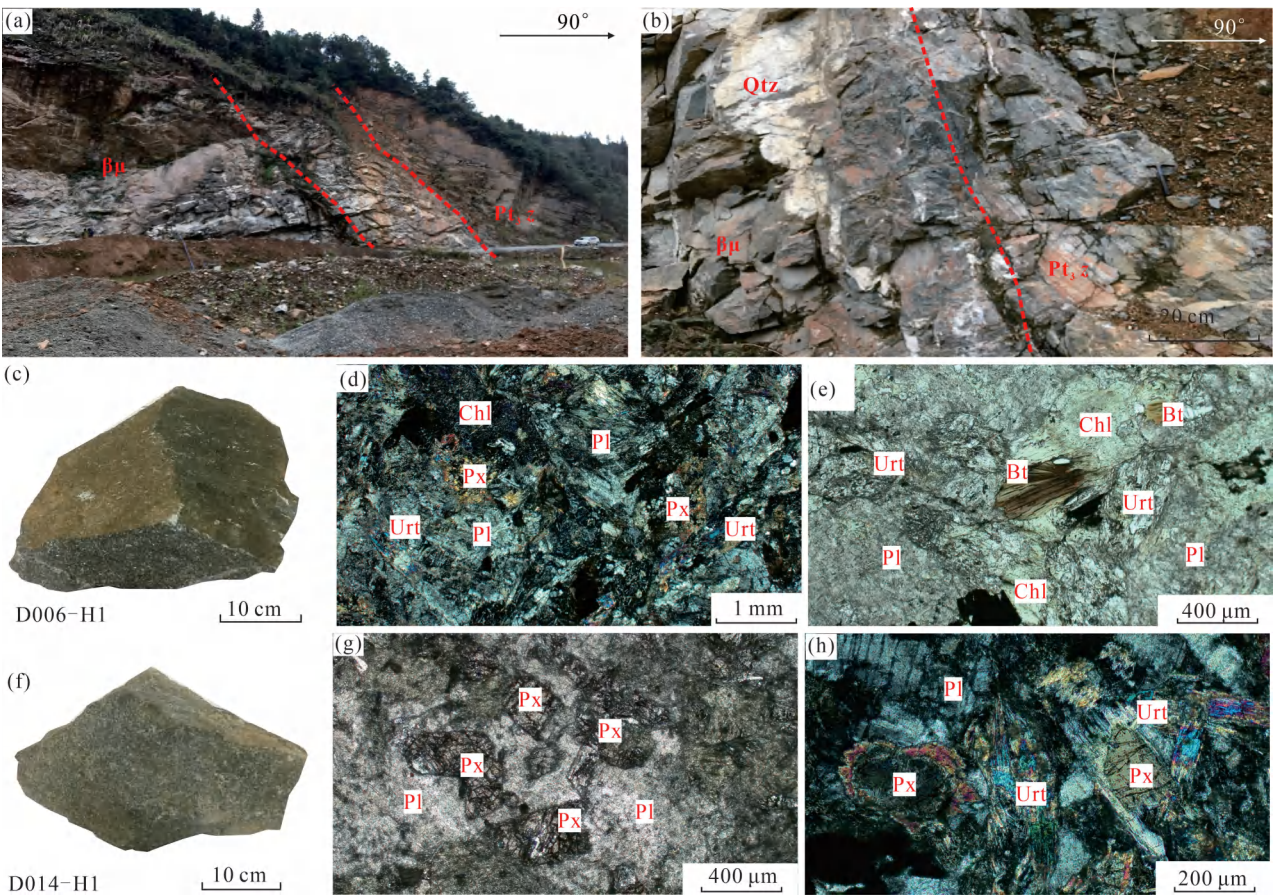


图 3 湘西怀化辉绿岩:(a)、(b)颜容采石场辉绿岩的野外露头;(c) D006-H1 手标本照片;
(d)、(e) D006-H1 镜下照片;(f) D014-H1 手标本照片;(g)、(h) D014-H1 镜下照片

Fig. 3 Huaihua diabase, Western Hunan: (a) and (b) photographs of the Huaihua diabase in the field outcrop; (c) photographs of the hand specimen D006-H1; (d) and (e) photomicrographs of D006-H1; (f) photographs of the hand specimen D014-H1; (g) and (h) photomicrographs of D014-H1

βμ—辉绿岩脉;Pt₃z—砖墙湾组;Chl—绿泥石;Pl—斜长石;Px—辉石;Urt—纤闪石;Bt—黑云母

βμ—diabase dyke; Pt₃z—Zhuangqiangwan Formation; Chl—chlorite; Pl—plagioclase; Px—pyroxene; Urt—uralite; Bt—biotite

原子序数修正因子;A—吸收修正因子;F—荧光修正因子)。

2.2 单矿物 LA-ICP-MS 微量元素分析

单矿物(黑云母、辉石)的微量元素测定是在有中南大学有色金属成矿预测与环境监测教育部重点实验室开展。实验室配置 Telydyne Cetac HE 193 nm 激光剥蚀系统和 Analytik Jena Plasma Quant MS Ellite 等离子体质谱。外标采用 GSE-2G,内标元素为 Si, 其它标样如 NIST SRM610,NIST SRM612 和 GSD-1g 用于测试过程中信号校正。测试条件:能量密度为 1.5 J/cm²(黑云母),3.5 J/cm²(辉石),束斑大小 35 mm,频率为 5 HZ,气流量 Ar 13.5 L/min, He 1.1 L/min,黑云母及辉石剥蚀时间:70 s,其中 20 s 背景+30 s 信号+20 s 冲洗时间组成;仪器调谐

条件:NIST SRM 610 ²⁰⁶Pb 和²³²Th 均大于 120 万计数;²⁴⁸Th/²³²Th 信号变化范围小于 3‰;²⁰⁶Pb/²³⁸U 0.20~0.25;²³²Th/²³⁸U 在 0.95~1.05。

3 矿物岩相学和化学成分特征

3.1 岩相学特征

本次选取辉绿岩样品 D006-H1 挑选黑云母, D014-H1 挑选辉石并固定于环氧树脂靶上进行矿物学研究。辉绿岩样品 D006-H1 来自颜容采石场,蚀变程度中等,其中的主要矿物为斜长石(含量约 60%)、辉石(含量约 35%),次要矿物为黑云母(含量约 3%),副矿物为磷灰石、磁铁矿、钛铁矿等(含量小于 1%),蚀变矿物为绿泥石、纤闪石、方解石、黏土矿物(图 3a—c)。岩石结构为辉绿结构,但不

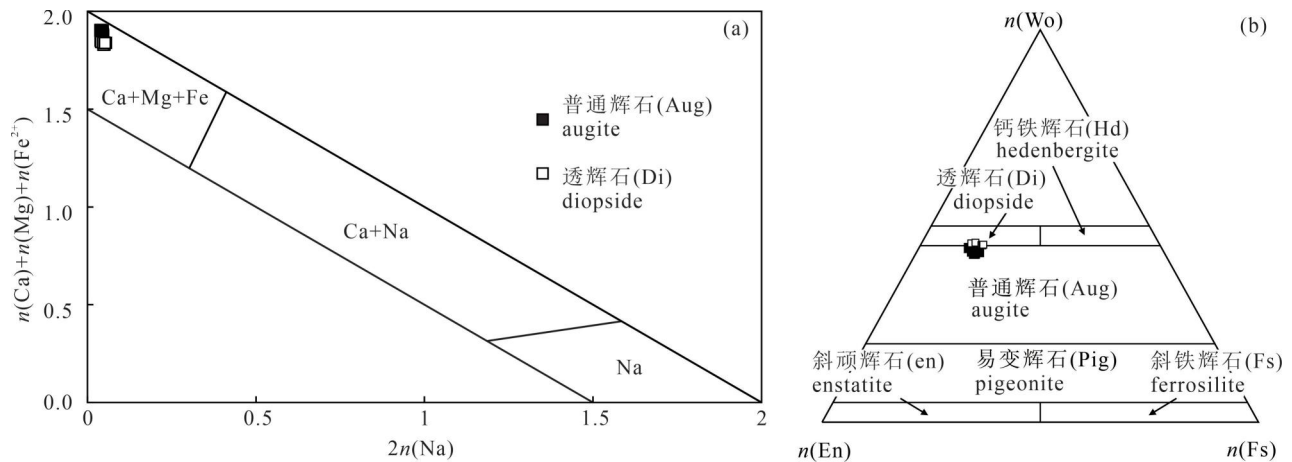


图 4 湘西怀化辉绿岩辉石成分判别图: (a) 二元判别图; (b) Wo—En—Fs 图解 (据 Morimoto, 1988)

Fig. 4 Discriminant diagram for the pyroxenes from Huaihua diabase, western Hunan: (a) Binary discriminant diagram; (b) Wo—En—Fs discriminant diagram (after Morimoto, 1988)

甚典型,表现为自形程度相对较差的辉石充填在斜长石组成的格架中(图 3d)。其中,斜长石呈自形半自形板条状,粒径在 0.1~0.5 mm,多发生黏土化蚀变;辉石颗粒,以半自形为主,粒径 0.05~0.2 mm,绝大多数辉石退变质形成纤闪石或蚀变为绿泥石。黑云母主要为半自形片状,粒径 0.1~0.5 mm,多发生绿泥石化(图 3e)。样品 D014-H1 采自黄狮洞水电站基性岩墙的北段,主要矿物为基性斜长石、辉石,副矿物为磷灰石、磁铁矿、钛铁矿等,蚀变矿物为纤闪石、绿泥石、方解石、黏土矿物(图 3f)。岩石结构为较为典型的辉绿结构(图 3g)。其中,斜长石呈自形半自形板条状,粒径 0.3~0.6 mm,多发育黏土化蚀变;辉石为单斜辉石(普通辉石),以半自形为主,少数辉石具有较高的自形程度,粒径 0.05~0.2 mm。大多数辉石边部发育纤闪石化,或蚀变形成绿泥石(图 3h)。

3.2 辉石的矿物化学成分特征

笔者等在怀化辉绿岩中共获得单斜辉石主、微量元素含量数据 16 组,相对应的阳离子数通过以 6 个氧原子为单位的计算方法得出(表 1)。所有辉石整体相对富镁,根据 Morimoto 等(1988)提出的辉石分类命名方案,怀化辉绿岩中的辉石都属 Ca—Mg—Fe 辉石族(图 4a)。其中,11 颗单斜辉石属于普通辉石,成分特征为 Wo: 42~44,En: 42~44,Fs: 11~14;5 颗单斜辉石则属于透辉石,成分特征为 Wo: 44~45,En: 40~43,Fs: 11~14(图 4b)。在怀化辉绿岩单斜辉石主要氧化物相关图解上,MgO 与 TiO₂、Al₂O₃ 呈较好的负相关性,与 SiO₂ 呈较好的正相关,

并且普通辉石和透辉石在主量成分含量上可以明显区分(图 5)。怀化辉绿岩中的普通辉石具有相对较低的 Al₂O₃ (2.61%~3.66%)、TiO₂ (1.51%~2.02%) 和较高的 SiO₂ (14.45%~15.28%) MgO (50.77%~52.20%);怀化辉绿岩中的透辉石则具有相对较高的 Al₂O₃ (4.63%~5.44%)、TiO₂ (1.96%~2.94%) 和较低的、MgO (13.55%~13.96%)、SiO₂ (48.11%~50.60%)。在 $n[Ca/(Ca+Mg+Fe)]$ 值上,透辉石和普通辉石均相对稳定,平均值分别为 0.46 和 0.44。

3.3 黑云母的矿物化学成分特征

怀化辉绿岩中的黑云母的颜色为浅绿—浅褐色—深褐色。笔者等根据怀化辉绿岩中黑云母的化学成分,采用林文蔚等(1994)提出的富铝黑云母计算方法获得黑云母中 Fe²⁺、Fe³⁺ 值,并以 22 个氧原子为标准计算了黑云母的阳离子数(表 2)。在黑云母成分分类图解(Foster, 1960;图 6a)中,所有数据点均落在镁质黑云母范围内,表明本区黑云母的成分类型为镁质黑云母。此外,黑云母中的 Ti 值(单位分子阳离子数)和 $n(Mg)/[n(Mg)+n(Fe)]$ 值(简称为 X_{MF})常被用来区分岩浆成因黑云母和变质成因黑云母。岩浆成因的黑云母 Ti 值(0.22~0.55)较高,并且 X_{MF} 值较低(0.30~0.55),相对的,退变质/交代成因的黑云母 Ti 值较低(<0.2),进变质成因的黑云母则具有 Ti 值波动较大、 X_{MF} 值大于 0.55 的特征(马昌前等,1994;Stone,2000)。怀化辉绿岩中黑云母 Ti 值变化较大(0.06~0.51,平均值 0.21), X_{MF} 值整体较高(0.60~0.71,平均值 0.65),

表 1 辉石主量(%)及微量元素($\times 10^{-6}$)测试结果

Table 1 Test results of major elements (%) and trace elements ($\times 10^{-6}$) of pyroxene

测点	3-1	3-2	3-3	3-4	3-6	3-7	3-9	3-10	3-11	3-12	3-15	3-16	3-5	3-8	3-13	3-14
SiO ₂	51.19	51.63	51.43	51.18	52.20	51.20	50.93	51.34	51.35	50.77	51.44	48.88	49.62	50.60	48.11	48.83
TiO ₂	1.60	1.66	1.78	1.63	1.52	1.65	2.02	1.57	1.74	1.90	1.51	2.69	1.96	2.41	2.94	2.40
Al ₂ O ₃	2.61	3.13	3.44	2.84	2.81	3.04	3.66	2.74	3.09	3.39	2.64	4.87	4.97	4.63	5.44	4.80
FeO ^T	8.00	7.73	6.95	7.67	7.99	7.75	7.44	8.17	7.74	8.51	8.11	8.37	6.77	7.23	8.11	8.40
MnO	0.19	0.17	0.13	0.12	0.20	0.23	0.18	0.17	0.20	0.21	0.20	0.20	0.12	0.17	0.18	0.16
MgO	15.02	14.82	15.28	15.19	15.04	14.85	14.88	14.76	14.66	14.54	14.97	13.55	14.56	14.21	13.60	13.69
CaO	20.51	21.33	21.35	20.91	20.49	21.16	21.23	20.93	20.76	20.68	20.57	21.06	21.42	21.53	20.85	21.07
Na ₂ O	0.27	0.30	0.31	0.27	0.32	0.29	0.30	0.31	0.33	0.32	0.29	0.38	0.30	0.31	0.35	0.35
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
总量	99.39	100.77	100.66	99.83	100.58	100.16	100.65	100.00	99.88	100.31	99.73	100.02	99.71	101.11	99.59	99.70
以 6 个氧原子为单位计算单斜辉石的阳离子数																
Si	1.91	1.90	1.89	1.90	1.92	1.90	1.88	1.91	1.90	1.88	1.91	1.82	1.84	1.85	1.80	1.83
Al(IV)	0.09	0.10	0.11	0.10	0.08	0.10	0.12	0.09	0.10	0.12	0.09	0.18	0.16	0.15	0.20	0.17
Al(VI)	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04
Al	0.11	0.14	0.15	0.12	0.12	0.13	0.16	0.12	0.14	0.15	0.12	0.21	0.22	0.20	0.24	0.21
Ti	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.08	0.05	0.07	0.08	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.03
Fe ²⁺	0.25	0.24	0.21	0.23	0.25	0.23	0.23	0.25	0.24	0.26	0.25	0.24	0.19	0.22	0.23	0.23
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.84	0.81	0.84	0.84	0.82	0.82	0.82	0.82	0.81	0.80	0.83	0.75	0.81	0.78	0.76	0.76
Ca	0.82	0.84	0.84	0.83	0.81	0.84	0.84	0.83	0.82	0.82	0.82	0.84	0.85	0.85	0.84	0.85
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	42.46	43.83	43.83	43.02	42.33	43.57	43.85	43.12	43.30	42.81	42.49	44.53	45.02	45.18	44.49	44.44
En	43.28	42.37	43.67	43.49	43.22	42.55	42.75	42.30	42.52	41.89	43.02	39.87	42.57	41.48	40.38	40.19
Fs	13.24	12.68	11.34	12.49	13.24	12.82	12.28	13.41	12.95	14.10	13.40	14.14	11.29	12.15	13.78	14.06
Ac	1.02	1.12	1.16	1.00	1.21	1.07	1.12	1.17	1.23	1.20	1.09	1.47	1.13	1.18	1.35	1.32
Sc	106.25	102.37	127.05	109.87	102.55	114.55	128.82	88.00	97.28	100.67	88.47	122.57	133.68	97.69	98.50	119.01
V	640.53	637.03	622.97	563.56	635.58	621.93	624.80	643.91	587.77	733.59	561.25	583.41	677.60	557.97	719.39	783.52
Cr	40.65	76.40	703.03	99.64	34.26	53.78	706.51	35.63	70.89	31.05	25.77	3397	775.77	70.78	37.78	103.80
Co	41.17	38.89	39.31	36.86	36.42	41.65	41.03	43.43	35.55	36.07	36.83	35.05	38.80	34.04	35.03	35.11
Ni	114.40	143.84	179.26	87.52	148.17	164.92	142.34	97.01	137.51	126.58	98.64	183.08	166.92	112.38	89.23	86.52
Sr	16.55	18.07	16.52	14.16	14.61	15.01	16.57	17.60	14.53	17.36	13.83	14.61	16.78	15.66	19.48	16.83
Y	22.89	21.83	17.27	18.69	22.27	21.49	16.24	23.57	16.48	26.84	20.49	14.95	19.13	17.77	32.19	29.58
Zr	69.36	67.69	57.65	57.10	74.89	70.11	54.67	71.54	54.93	98.86	61.88	53.43	73.63	61.33	129.45	123.89
Nb	0.32	0.20	0.22	0.25	0.20	0.32	0.24	0.28	0.22	0.49	0.19	0.22	0.40	0.23	0.57	0.66
La	5.12	5.18	3.68	3.88	4.93	4.53	3.79	5.83	3.88	7.16	4.71	3.04	4.27	4.02	9.52	7.80
Ce	19.83	20.20	14.64	16.06	19.98	18.16	14.21	22.27	16.71	28.01	18.17	12.53	16.85	16.40	36.23	30.82
Pr	3.63	3.46	2.63	2.91	3.62	3.23	2.55	4.06	3.07	4.96	3.34	2.19	2.94	2.80	6.01	5.55
Nd	20.27	19.26	14.21	16.13	20.52	18.38	12.67	23.80	15.17	26.13	18.43	13.37	16.76	17.18	33.69	28.88
Sm	6.16	6.85	4.33	5.35	6.36	6.00	4.92	6.19	5.39	8.18	6.36	3.71	5.45	5.58	10.06	8.24
Eu	1.88	1.75	1.25	1.59	1.94	1.61	1.54	2.09	1.50	2.38	1.75	1.28	1.54	1.46	2.68	2.24
Gd	6.07	6.88	5.17	5.65	7.29	6.12	4.91	6.68	5.27	8.41	5.92	4.30	5.73	5.50	10.06	8.59
Tb	0.93	0.93	0.76	0.84	1.02	0.98	0.64	1.02	0.80	1.22	0.80	0.64	0.81	0.77	1.43	1.31
Dy	5.50	5.05	4.37	4.25	5.37	5.07	3.91	5.96	3.91	6.06	4.71	3.52	4.63	4.17	7.63	7.15
Ho	0.89	0.89	0.77	0.76	0.93	0.85	0.66	0.90	0.74	1.16	0.78	0.56	0.76	0.69	1.25	1.23
Er	2.10	2.14	1.78	1.89	2.49	2.55	1.64	2.37	1.88	2.88	2.07	1.51	1.86	1.95	3.30	3.14
Tm	0.26	0.24	0.16	0.23	0.30	0.26	0.20	0.32	0.23	0.37	0.26	0.15	0.21	0.21	0.42	0.35
Yb	1.75	1.68	1.36	1.33	1.69	1.78	1.23	1.73	1.16	2.16	1.52	1.33	1.37	1.23	2.31	2.64
Lu	0.19	0.21	0.21	0.16	0.28	0.24	0.15	0.26	0.17	0.29	0.21	0.11	0.19	0.23	0.30	0.31
Hf	3.26	2.86	2.46	2.73	3.70	3.26	2.59	3.34	2.32	4.78	2.90	2.36	3.64	3.14	5.62	5.78
Ta	0.03	0.05	0.04	0.03	0.05	0.03	0.02	0.04	0.04	0.06	0.03	0.06	0.06	0.05	0.14	0.15

测点	3-1	3-2	3-3	3-4	3-6	3-7	3-9	3-10	3-11	3-12	3-15	3-16	3-5	3-8	3-13	3-14
Th	0.03	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.05	0.03	0.08	0.04	0.04	0.04	0.03	0.09	0.12
Zr/Hf	21.28	23.67	23.43	20.92	20.24	21.51	21.11	21.42	23.68	20.68	21.34	22.64	20.23	19.53	23.03	21.43
Nb/Ta	11.94	4.42	5.22	9.55	4.15	11.21	12.66	6.53	5.76	8.45	7.21	3.77	6.49	4.65	4.14	4.55
Y/Ho	25.63	24.47	22.49	24.53	24.02	25.25	24.68	26.10	22.27	23.22	26.37	26.84	25.10	25.61	25.83	24.09
Ti/Eu	5100	5691	8556	6166	4704	6149	7854	4518	6956	4779	5173	9187	9397	12098	5368	7197
(La/Yb) _N	2.10	2.21	1.94	2.09	2.09	1.83	2.21	2.42	2.40	2.38	2.22	1.64	2.24	2.34	2.96	2.12
t(℃)	1080	1095	1104	1087	1085	1093	1112	1084	1094	1104	1080	1250	1253	1237	1274	1248
P(GPa)	0.4	0.4	0.5	0.3	0.3	0.4	0.6	0.3	0.4	0.5	0.3	1.1	1.1	1.0	1.3	1.1
H(km)	13.8	14.6	18.1	11.5	10.8	13.7	20.8	10.4	14.4	17.9	9.1	35.6	36.5	31.8	42.6	35.0
Mg [#]	76.99	77.35	79.77	78.58	76.99	77.81	78.17	76.57	77.11	75.77	76.69	75.79	80.70	77.75	76.64	76.89
Ca/Al	7.15	6.19	5.64	6.69	6.63	6.34	5.27	6.94	6.11	5.54	7.09	3.93	3.92	4.23	3.48	3.99

表 2 黑云母主量(%)及微量元素(×10⁻⁶)测试结果

Table 2 Test results of major elements (%) and trace elements (×10⁻⁶) of Biotite

测点	1-1	1-2	1-3	1-4	1-6	1-7	1-8	1-11	1-13	1-14	1-16	1-15	1-5	1-9	1-10	1-12
SiO ₂	35.86	38.44	37.43	36.10	38.46	37.37	37.86	38.21	37.83	37.75	37.68	36.46	38.78	36.14	37.63	38.50
TiO ₂	0.88	1.13	1.00	0.69	0.99	0.92	1.05	0.59	1.28	1.71	0.88	2.43	4.54	4.61	4.22	3.43
Al ₂ O ₃	12.99	13.23	13.66	13.39	13.73	13.63	13.48	13.72	13.45	13.16	13.44	13.19	12.83	12.95	12.55	13.09
FeO ^T	21.99	19.82	20.62	21.49	19.66	21.05	20.14	19.34	20.58	19.35	20.80	20.72	16.38	19.80	17.13	16.40
MnO	0.11	0.04	0.07	0.07	0.06	0.14	0.09	0.12	0.08	0.10	0.08	0.08	0.08	0.09	0.04	0.11
MgO	17.17	17.86	18.35	18.03	17.48	18.39	17.74	18.68	17.84	17.03	17.98	16.58	18.76	16.08	17.82	18.31
CaO	0.06	0.02	0.08	0.17	0.03	0.07	0.05	0.03	0.08	0.03	0.07	0.04	0.02	0.08	0.02	0.01
Na ₂ O	0.08	0.02	0.06	0.05	0.06	0.10	0.08	0.05	0.07	0.15	0.08	0.04	0.06	0.22	0.11	0.07
K ₂ O	5.85	7.34	6.55	5.65	7.61	6.00	6.83	7.09	6.51	7.71	6.73	7.22	7.88	7.05	8.06	7.96
Total	94.98	97.89	97.80	95.63	98.08	97.68	97.32	97.84	97.72	96.99	97.74	96.76	99.34	97.02	97.58	97.89

以 22 个氧原子为基准的阳离子数

Si	5.46	5.61	5.49	5.43	5.61	5.48	5.56	5.57	5.53	5.58	5.53	5.44	5.47	5.34	5.47	5.53
Ti	0.10	0.12	0.11	0.08	0.11	0.10	0.12	0.06	0.14	0.19	0.10	0.27	0.48	0.51	0.46	0.37
Al	2.33	2.28	2.36	2.37	2.36	2.35	2.33	2.36	2.32	2.29	2.33	2.32	2.13	2.25	2.15	2.22
Fe ³⁺	0.17	0.24	0.19	0.18	0.22	0.22	0.24	0.18	0.28	0.21	0.18	0.23	0.54	0.40	0.37	0.44
Fe ²⁺	2.63	2.18	2.34	2.53	2.17	2.36	2.23	2.18	2.24	2.19	2.37	2.36	1.39	2.04	1.72	1.53
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	3.90	3.89	4.01	4.04	3.80	4.02	3.88	4.06	3.89	3.75	3.94	3.69	3.95	3.54	3.86	3.92
Ca	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.06	0.03	0.02
K	1.14	1.37	1.22	1.08	1.41	1.12	1.28	1.32	1.21	1.45	1.26	1.37	1.42	1.33	1.49	1.46
X _{MF}	0.60	0.64	0.63	0.61	0.64	0.63	0.63	0.65	0.63	0.63	0.62	0.61	0.74	0.63	0.69	0.72
Fe ²⁺	0.40	0.36	0.37	0.39	0.36	0.37	0.36	0.35	0.37	0.37	0.38	0.39	0.26	0.37	0.31	0.28
Mg+Fe ²⁺																
Rb	550	762	652	641	658	495	736	958	1050	624	653	749	1045	810	458	716
K	202	254	227	195	263	207	236	245	225	267	233	250	273	244	279	275
Ba	17.17	17.37	16.78	32.64	37.86	10.85	18.58	60.97	49.82	12.53	40.24	33.30	35.74	59.27	15.22	50.83
Th	5.58	9.91	8.24	7.40	8.60	9.21	4.64	8.23	5.14	4.91	8.04	7.01	7.66	10.40	9.62	10.06
U	0.85	0.38	0.23	0.61	0.94	0.50	0.52	1.70	1.67	0.98	1.16	0.42	1.33	0.38	0.84	1.03
Nb	21.40	13.05	5.18	5.33	13.37	9.73	68.34	60.15	127.11	12.42	4.35	28.50	106.02	49.70	8.86	15.53
Ta	11.62	9.14	2.11	3.95	9.30	4.59	47.57	45.41	107.30	9.78	1.34	17.76	77.03	43.24	4.65	7.78
Pb	1.02	0.85	1.79	1.73	1.11	0.00	1.71	3.43	5.93	0.00	0.71	0.94	4.96	1.62	0.91	1.38
La	0.09	0.00	0.02	0.09	0.04	0.22	0.14	0.50	0.72	0.00	0.00	0.13	0.95	0.43	0.42	0.06
Ce	0.15	0.08	0.02	0.04	0.02	0.19	0.12	0.40	0.68	0.07	0.04	0.12	0.91	0.25	0.27	0.05
Sr	15.82	21.72	18.15	17.77	19.16	14.21	21.32	26.12	30.09	17.15	18.24	20.60	30.14	22.17	12.84	20.06
Nd	0.11	0.00	0.13	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.34	0.13	0.12	0.00	0.43	0.15	0.00	0.13
Zr	0.45	0.25	0.20	0.24	0.47	0.28	1.11	1.35	2.36	0.29	0.10	0.56	2.26	0.90	0.28	0.28
Hf	1.14	0.39	0.48	0.73	0.55	0.34	1.59	1.67	3.50	0.33	/	0.63	2.85	1.06	0.52	0.52
Sm	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.20	0.13	0.00	0.00	0.30	0.07

测点	1-1	1-2	1-3	1-4	1-6	1-7	1-8	1-11	1-13	1-14	1-16	1-15	1-5	1-9	1-10	1-12
Ti	4.36	5.61	4.96	3.43	4.90	4.59	5.23	2.93	6.39	8.51	4.39	12.10	22.58	22.93	20.99	17.08
Y	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.09	0.03	0.02	0.02	0.17	0.05	0.03	0.00
Yb	0.00	0.04	0.04	0.11	0.00	0.03	0.00	0.08	0.00	0.00	0.09	0.09	0.36	0.12	0.00	0.00
Lu	0.08	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.04	0.04	0.27	0.00	0.00	0.09	0.25	0.00	0.00	0.11
Sc	0.59	0.48	0.34	1.02	1.09	0.00	0.73	0.29	0.00	0.30	0.57	0.59	0.65	0.30	0.00	0.63
V	4.06	3.74	2.74	4.16	4.57	3.16	3.68	5.89	5.55	2.54	3.41	4.06	5.57	4.90	3.48	4.18
Co	0.78	0.83	0.73	0.85	0.81	0.77	0.77	0.74	0.76	0.90	0.82	0.84	0.89	0.89	0.73	0.90
Ni	0.27	0.25	0.22	0.24	0.23	0.27	0.24	0.25	0.25	0.30	0.24	0.26	0.31	0.25	0.22	0.27
Cr	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.06	0.04	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.03	0.02

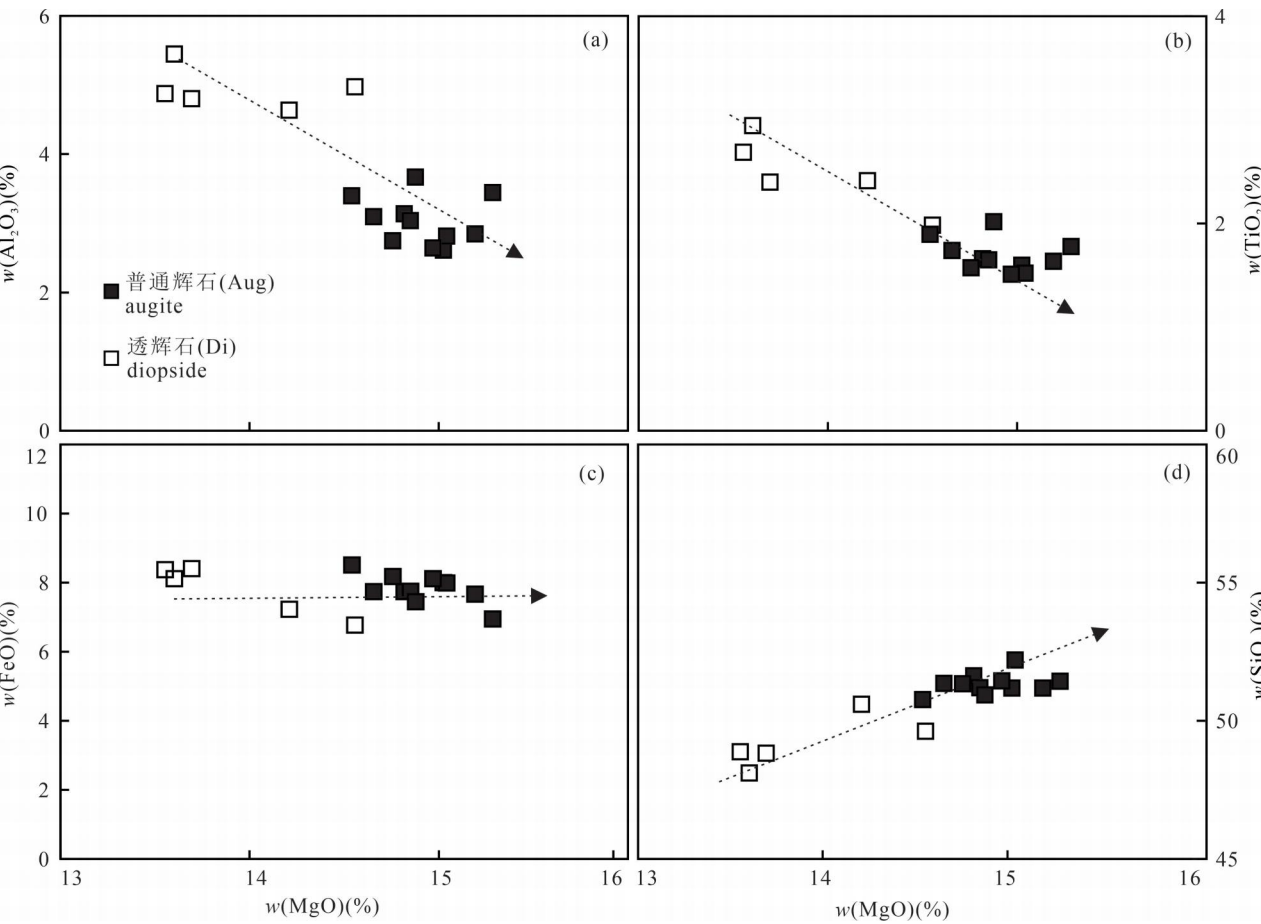


图 5 湘西怀化辉绿岩辉石中氧化物的相关性图解

Fig. 5 Correlation diagrams of oxide in pyroxenes from Huaihua diabase, western Hunan

因此均属于达到热峰前进变质成因的再平衡黑云母(图 6b)。笔者等依据黑云母的整体 TiO₂ 含量(以 0.3%为界),将研究区的黑云母分为高 Ti 和底 Ti 黑云母两类。除了 Ti 含量以外,这两类黑云母还具有不一致的主元素含量:FeO^T(低 Ti 黑云母中:19.34%~21.99%;高 Ti 黑云母中:16.38%~19.80%)、K₂O(低 Ti 黑云母中:5.61%~7.71%;高 Ti 黑云母中:7.05%~8.06%)和 Al₂O₃(低 Ti 黑云母中:12.99%~13.73%;高 Ti 黑云母中:12.05%~13.09%)。

4 江南造山带西段新元古代构造演化特征讨论

由于单斜辉石和黑云母等矿物化学成分极大程度上取决于母岩浆的成分和矿物的结晶环境,大量的研究基于此特征判断了岩浆演化过程、岩浆源区以及构造背景特征等问题(季根源等,2021;秦亚等,2022)。怀化辉绿岩中透辉石和普通辉石的 MgO 含量与 Al₂O₃、TiO₂ 和 SiO₂ 的哈克图解上呈现

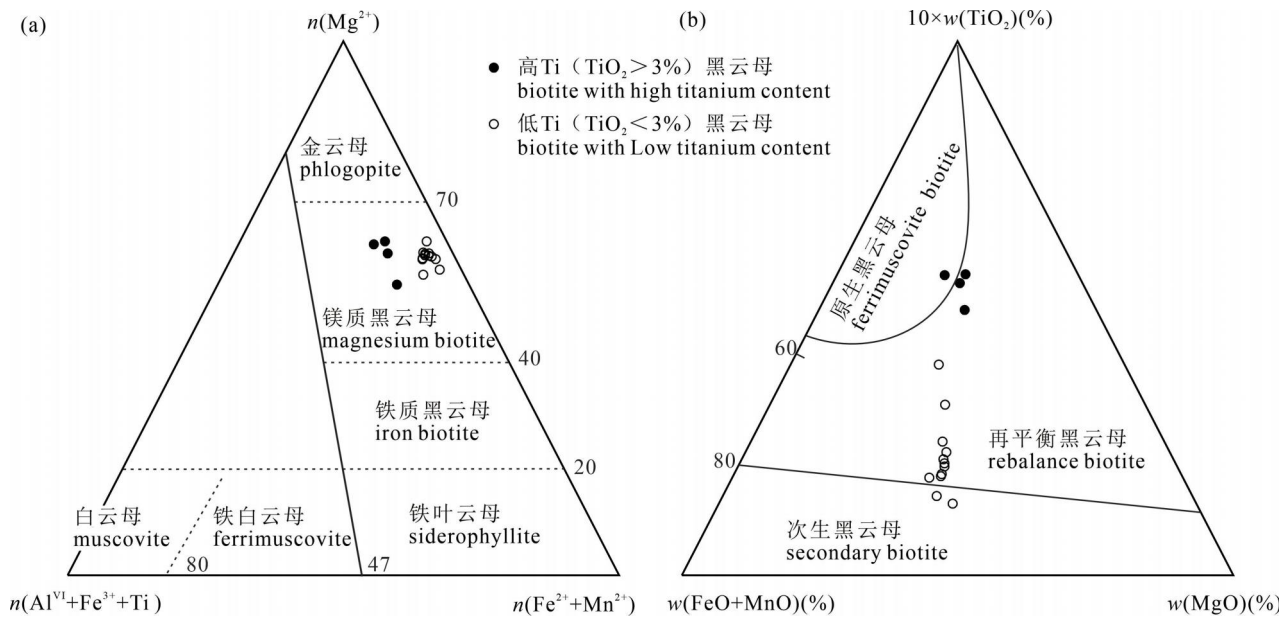


图 6 湘西怀化辉绿岩黑云母分类图解(底图据 Foster, 1960)

Fig. 6 Classification chart of biotites from Huaihua diabase, western Hunan (after Foster, 1960)

了较好的线性相关性(图 5),体现出两者具有明显的演化关系,为同期岩浆作用在不同阶段结晶的产物。黑云母 $n(\text{Fe}^{2+})/[n(\text{Fe}^{2+}) + n(\text{Mg})]$ 值是岩浆氧化态的重要标志之一,怀化辉绿岩中黑云母数据 $n(\text{Fe}^{2+})/[n(\text{Fe}^{2+}) + n(\text{Mg})]$ 值分布在 0.26~0.40,表明部分原生的黑云母遭受后期流体的改造作用较轻微,其成分特征基本可以代表从岩浆结晶时的特征(Stone, 2000)。而其余遭受较强蚀变的黑云母在讨论岩浆成因以及构造演化过程中仅作为参考。因此江南造山带西段新元古代辉绿岩中的单斜辉石和黑云母可以作为研究区岩浆源区特征、成岩物理化学条件及构造背景特征的讨论依据。

4.1 岩浆源区交代特征

Hou Qi 等(2022)、刘雨(2020)通过江南造山带西段新元古代辉绿岩全岩特征,判断其岩浆源区为富集的岩石圈地幔,该地幔被同时代的板块衍生熔体交代。实际上,岩石圈地幔的交代作用通常来自于多种交代介质的混合过程。按照交代介质的成分特征,地幔交代作用通常可以划分为硅酸盐熔体的交代作用、碳酸盐熔体交代作用和富水流体的交代作用。单斜辉石中的 Ca 和 Al 可以很好的区分硅酸盐熔体和碳酸盐熔体的交代作用,这是因为压力越高,生成单斜辉石的 Al_2O_3 和 TiO_2 含量越低,与碳酸盐熔体交代作用相比,硅酸盐熔体的交代作用会使单斜辉石具有明显的高 Al、低 Ca 特征,硅酸盐熔

体与地幔橄榄岩反应形成的单斜辉石的 $n(\text{Ca})/n(\text{Al})$ 值明显小于 5(Gervasoni et al., 2017)。此外,由于硅酸盐熔体具有相对较低的橄榄石含量,硅酸盐熔体交代地幔橄榄岩后形成的新生单斜辉石中会具有较高的 FeO 含量,使得单斜辉石的 $n(\text{Mg})/[n(\text{Mg}) + n(\text{Fe})]$ 值降低,也即是这一过程生成了低 $\text{Mg}^\# (< 94)$ 的单斜辉石(Gervasoni et al., 2017; 李勇明等, 2022)。江南造山带西段新元古代辉绿岩中的透辉石具有较低的 $n(\text{Ca})/n(\text{Al})$ 值(3.48~4.23, 平均 3.91)和 $\text{Mg}^\# (75.89 \sim 80.70, \text{平均 } 77.56)$,显示出硅酸盐熔体交代的特征(图 7a)。而普通辉石具有相对较高的 $n(\text{Ca})/n(\text{Al})$ 值(5.27~7.15, 平均 6.33),但 $\text{Mg}^\# (75.77 \sim 79.77, \text{平均 } 77.44)$ 则和透辉石基本一致。因此普通辉石所指示的地幔源区熔体交代成分可能来源于碳酸盐和硅酸盐熔体的混合。

此外,遭受过硅酸盐熔体交代的地幔与遭受过碳酸盐熔体交代的地幔会在微量元素上也会呈现出明显的差异。由于碳酸盐熔体的萃取富集作用,由碳酸盐榴辉岩熔融产生的碳酸盐熔体被认为应具有和岩浆碳酸岩一致的微量元素特征,如高 La/Yb、Zr/Hf 等(Walter et al., 2008; 邓黎旭等, 2019)。由于在碳酸盐体系中 Ti 比 Eu 更容易进入单斜辉石矿物相,并且碳酸盐熔体往往显著的富集轻稀土,因此宗克清等(2018)通过大数据统计认为通过 Ti/Eu

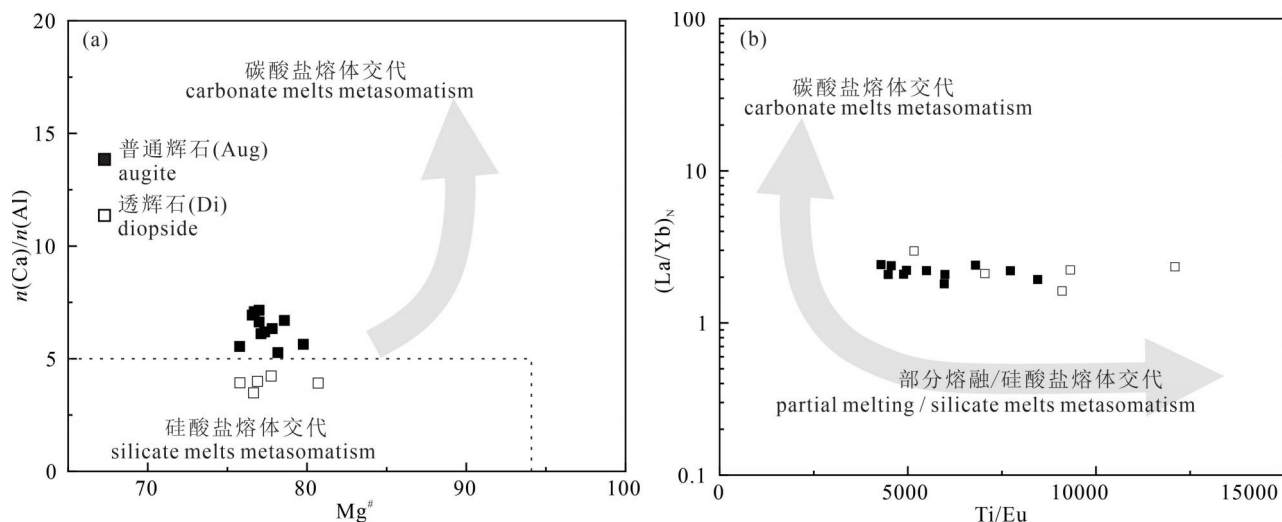


图7 湘西怀化辉绿岩中单斜辉石 $Mg^\# - n(Ca)/n(Al)$ 图解(a)和 $Ti/Eu - La/Yb_N$ 图解(b) (底图据宗克清等, 2018)

Fig. 7 The plots of $Mg^\# - n(Ca)/n(Al)$ (a) and $Ti/Eu - La/Yb_N$ (b) in clinopyroxene from Huaihua diabase, western Hunan (after Zong Keqing et al., 2018)

和 La/Yb_N 的变化趋势可以合理的判断交代熔体的成分。江南造山带西段新元古代辉绿岩中的两类单斜辉石具有明显的高 Ti/Eu 值 (4518~12098) 并且在判别图上显示出明显的硅酸盐熔体交代变质作用的特征 (图 7b)。值得注意的是, 透辉石与普通辉石之间的 Ti/Eu 值差距很可能是由部分熔融程度的不同导致的, 这也与辉石的主量元素的哈克图解趋势一致 (图 5)。

4.2 岩浆源区特征及构造背景

前人数据显示, 怀化辉绿岩主量成分含量具有较大的波动范围, 总体而言 TiO_2 、 Al_2O_3 和全碱含量较高, 属具有低钾特征受地壳混染的碱性玄武岩。岩石具有高的 La/Yb 、 Sm/Yb 和 Zr/Y 值, 低的 La/Nb 、 Sm/Nd 和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值, 微量元素特征与洋岛玄武岩 (OIB) 相似, 富集轻稀土 (LREE) 和大离子亲石元素 (LISE), 亏损重稀土元素 (HREE), 轻微亏损高场强元素 (HFSE), 显示其源区为受来自俯冲消减板片熔体交代的软流圈地幔 (Wang Xiaolei et al., 2004; 张春红等, 2009; 李帅等, 2020; 刘雨, 2021; Hou Qi et al., 2022; Zhou Weijian et al., 2022)。关于其岩石成因, 则存在裂谷环境 (王剑等, 2001; Zhou Jibin et al., 2007; 寇彩化等, 2016, 2017)、弧后拉张 (Zhao Junjong et al., 2011) 以及后造山过程 (Wang Xiaolei et al., 2008) 和地幔柱作用 (张春红等, 2009) 等不同构造背景的解读。

由于黑云母的主量元素含量的差异与其母岩浆

的源区性质密切相关, 典型的幔源黑云母通常具有较高 MgO 含量 ($> 15\%$) 和较低的 $w(FeO^T)/[w(FeO^T) + w(MgO)]$ 值 (Abdel-Rahman, 1994)。周作侠等 (1988) 基于壳幔不同源区的岩石中黑云母的性质差异, 提出了黑云母的源区判别图 (图 8a、b)。江南造山带西段新元古代辉绿岩中的黑云母大多数落入壳—幔混源黑云母的区域, 指示了其岩浆源区的非均质性, 岩体的形成与壳幔相互作用有关。具有伸展背景的岩套 (碱性) 中的黑云母主要为富铁的铁叶云母, FeO^T/MgO 的值平均为 7.04, 具有俯冲背景的岩套 (钙碱性) 中的黑云母主要富 Mg , FeO^T/MgO 的值平均为 1.76; 而具有碰撞背景的岩套 (过铝质) 中的黑云母则富 Al , FeO^T/MgO 的值平均为 3.48 (Abdel-Rahman, 1994)。怀化辉绿岩中的黑云母在构造背景 (母岩浆成分) 判别图中投在了钙碱性与碱性系列岩浆的交界处 (图 8c)。单斜辉石的化学组分也对母岩浆源区的特征和构造背景特征有很好的指示意义 (杨照耀等, 2015; 秦亚等, 2022)。拉斑玄武质岩浆中常见 Ca 含量较低的单斜辉石, 而碱性岩浆中则多见 Ca 含量较高的单斜辉石 (多为透辉石)。Leterrier 等 (1982) 通过对 1225 颗单斜辉石数据 (Al 、 Cr 、 Ti 、 Ca 和 Na) 的汇编与统计, 将单斜辉石成分用于区分碱性玄武岩群 (包括来自大洋或大陆板块内和岛弧火山作用的碱性玄武岩、玄武岩和相关岩石)、扩张带拉斑玄武岩 (包括来自山脊、洋盆、大洋岛屿、弧后盆地和被动

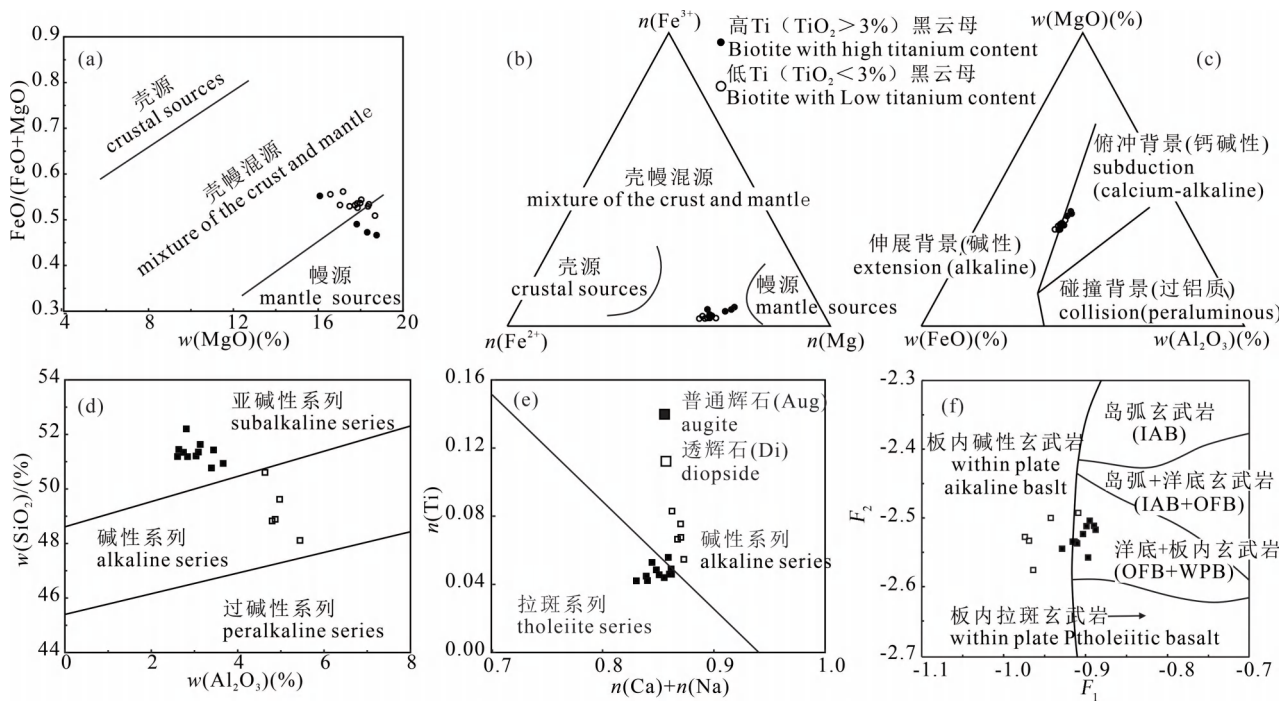


图 8 湘西怀化辉绿岩中单斜辉石和黑云母的二元判别图: (a)、(b) 岩浆来源判别图; (c) — (e) 岩浆系列判别图; (f) 构造判别图 (底图据周作侠, 1988; Abdel-Rahman, 1994; Nisbet et al., 1977)

Fig. 8 Binary discrimination diagram of clinopyroxene and biotite from Huaihua diabase, western Hunan: (a) — (b) magma source region diagrams; (c) — (e) magma series discrimination diagrams; (f) structural discrimination diagram (after Zhou Zuoxia, 1988&; Abdel-Rahman, 1994; Nisbet et al., 1977)

大陆边缘的拉斑玄武岩和过渡玄武岩) 以及造山型玄武岩 (包括岛弧拉斑玄武岩、活动大陆边缘钙碱性玄武岩、岛弧和钾玄质岩浆)。怀化辉绿岩中的普通辉石在 Al_2O_3 — SiO_2 图解和 $(\text{Ca}+\text{Na})$ — Ti 图解中被投入亚碱性拉斑玄武质岩浆系列, 而透辉石则全部落入了碱性岩浆系列 (图 8d、e)。这也与单斜辉石主要氧化物的哈克图解所展示的岩浆演化趋势一致 (图 5)。Nisbet and Pearce (1977) 使用单斜辉石中的主要氧化物质量分数构建了 F_1 — F_2 因子构造环境判别图解, 用以判别单斜辉石寄主岩石成岩时构造背景特征。怀化辉绿岩中的普通辉石主要落在了洋底玄武岩和板内拉斑玄武岩的区域, 而透辉石则主要落在了板内碱性玄武岩的区域。

另一方面, 基于矿物化学成分的温压计已经被广泛用于计算矿物形成时的温度、压力范围。单斜辉石的化学成分可以很好地反映岩浆在结晶时的形成温度和压力。高温高压实验结果表明, 单斜辉石之中的铝含量明显与其结晶温压有关, 因此怀化辉绿岩中单斜辉石的 Al 离子数可以很好的估算其结晶温压 (Davis et al., 1966)。但是不同成分岩浆中

结晶的单斜辉石成分演化规律不尽相同, 如碱性玄武岩系列晶出的单斜辉石会向富 F_2 的方向演化, 而拉斑玄武岩系列则会向贫 W_o 的方向演化 (邱家骧等, 1987)。针对怀化辉绿岩中的单斜辉石, 笔者等采用邱家骧等 (1987) 根据中国东部碱性玄武岩实验数据回归出的以下经验公式计算:

$$\frac{t}{^\circ\text{C}} = 997.0685 + 721.1729 \times n(\text{Al}) \quad (1)$$
$$\frac{P}{0.1 \text{ GPa}} = -3.2459 + 64.9210 \times n(\text{Al}) \quad (2)$$
$$\frac{t}{^\circ\text{C}} = 1057.0318 + 902.0416 \times n(\text{Al}) \quad (3)$$
$$\frac{P}{0.1 \text{ GPa}} = -6.6360 + 81.3899 \times n(\text{Al}) \quad (4)$$

其中式 (1)、(2) 为拉斑玄武岩; 式 (3)、(4) 为碱性玄武岩。

带入本次测定的单斜辉石化学成分, 并假定 1 GPa 对应的岩石圈深度为 33 km, 估算得到怀化辉绿岩中普通辉石的结晶温度为 1080~1112 $^\circ\text{C}$, 结晶压力 0.3~0.6 GPa, 对应的深度为 9.1~20.8 km; 而

透辉石的结晶温度为 1237~1274 ℃,结晶压力 1.0~1.32 GPa,对应的深度为 31.8~42.6 km。软流圈地幔的温度约为 1280~1350 ℃,明显高于普通辉石的结晶温度,但与透辉石的结晶温度相似。这表明普通辉石(代表亚碱性拉斑玄武质岩浆)可能结晶于上地幔顶部与地壳结合的部位,是相对原始的岩浆上升到浅部发生结晶分异作用形成的。而透辉石(代表板内碱性玄武质岩浆)则可能是软流圈地幔部分熔融的产物。结合前一章节所述,江南造山带西段新元古代的辉绿岩可能是来自于辉石型软流圈地幔的部分熔融过程,该地幔先前曾被被硅酸盐熔体以及俯冲板片的熔体所交代。

4.3 江南造山带西段新元古代的构造体制转换

目前研究人员至少提出了三种构造模型来解释江南造山带西段新元古代的构造演化,包括地幔柱模型(Wang Xuance et al., 2007; Li Xianhua et al., 2009),岛弧演化模型(Zhou Meifu et al., 2002; Wang Xiaolei et al., 2004, 2017)和板块裂谷模型(Zheng Yongfei et al., 2008; Zhang Chuanlin et al., 2013)。地幔柱模型认为,华南地区与地幔柱活动有关的非造山岩浆活动呈双峰型,存在两个高峰期,第一个高峰期为 830~795 Ma,发生在裂谷作用之前,高峰期与裂谷作用的开始时间一致;另一期为 780~745 Ma,处于开裂阶段(Li Xianhua et al., 2003)。岛弧模式则认为,江南造山带先后经历了洋—洋俯冲(970~880 Ma)、弧—陆碰撞(880~860 Ma)、洋—陆俯冲(860~825 Ma)、弧后盆地打开(825~810 Ma)、造山后伸展(~810 Ma 后)等多种构造过程(Wang Xiaolei et al., 2017)。板块—裂谷

模型认为,初生地壳在弧—陆碰撞(960~860 Ma)、碰撞后造山带垮塌(830~800 Ma),以及裂谷深熔(780~740 Ma)等多期岩浆作用下被改造(Zheng Yongfei et al., 2008)。所有这些模型都认为扬子和华夏地块在汇聚过程中伴随着俯冲作用,但对其时间和随后的伸展构造存在有不同的解释。由于华南地区造山期后岩浆作用不明显,且缺乏与地幔柱相关的大量基性岩组,地幔柱模型可能难以成立。此外,新元古代沉积岩的地球化学和 Nd 同位素特征也表明,扬子地块不存在新元古代溢流玄武岩(Wang Wei et al., 2012)。由于新生地壳形成于中元古代晚期而非新元古代中期,因此无论是地幔柱—裂谷模式还是板片回撤—弧后伸展模式都不适用于 825~740 Ma 克拉通裂谷背景下江南造山带岩浆岩的成因(Zheng Yongfei et al., 2008)。

江南造山带中部冷家溪群与板溪群的沉积时代和高镁火山岩地球化学特征显示,沿江南造山带的扬子地块与华夏地块最终合并可能发生在 815~822 Ma 之间(Wang Xiaolei et al., 2017; Zhao Guochun, 2015; Zhang Yuzhi et al., 2012)。根据过铝质花岗质岩浆活动形成的峰值年龄(825 Ma)(Charvet, 2013)和 805 Ma 的双峰岩浆活动(Wang Xiaolei et al., 2012; Yao Jinlong et al., 2014),Xia Yan(2018)提出了碰撞发生在 825~805 Ma,805 Ma 以后,洋内弧带和扬子地块活动大陆边缘转向板内体制转换。洋内弧与扬子地块合并形成的弧—沟—盆系统最终闭合,导致冷家溪群及其等效基底地层层序的强烈褶皱作用(图 9c)。Zhao Guochun(2015)认为江南造山带是扬子地块与华夏地块的软碰撞形成的,没

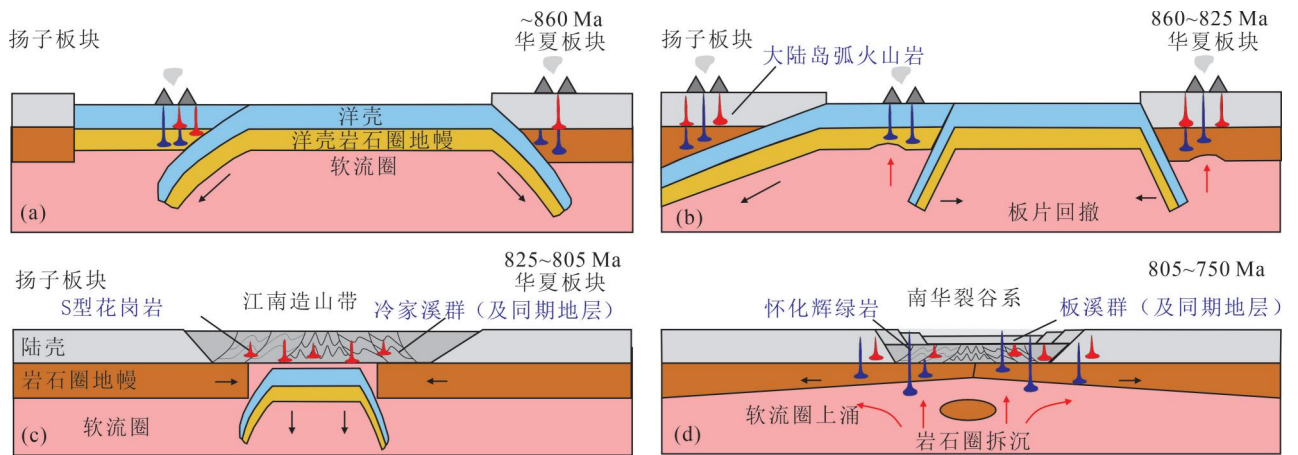


图 9 江南造山带西段新元古代构造演化模型图(据 Zhao Guochun, 2015;王孝磊等,2017;Xia Yan et al., 2018 修改)

Fig.9 Tectonic model for the western Jiangnan Orogen Belt (After Zhao Guochun, 2015; Wang Xiaolei et al., 2017&; Xia Yan et al., 2018)

有大陆深俯冲、大陆地壳高级变质作用和高级变质岩抬升/剥蚀作用的参与。新元古代锆石中也没有碰撞变质作用的痕迹。在板块碰撞期间,大量的碰撞后花岗岩类侵入扬子板块褶皱发育的基底地层(如四堡群、梵净山群)(Xia Yan et al., 2018),如大面积分布在广西北部三防,本洞和元宝山年龄在 829~819 Ma 的后碰撞花岗岩(Wan Le et al., 2019)。雪峰山地区新元古代花岗岩则以岛弧为特征,源区可能受到俯冲作用的影响,是新生岛弧地壳与古老基底混合源部分熔融的结果(Xia Yan et al., 2018)。在碰撞造山运动的最后阶段,俯冲的岩石圈板块的断裂被认为是海洋闭合的自然结果(Davies et al., 1995)。该时期软流圈地幔的上涌可能是由于板块的回撤和断裂引起的,最终形成 825~800 Ma 基性火山岩(Kou Caihua et al., 2018)。

在陆—陆碰撞后,江南造山带经历了碰撞后伸展的过程。800~740 Ma 期间,广泛发育的具有裂谷特征的火山岩标志着江南造山带西段陆内裂谷活动的发生。这些基性岩具有与早期基性岩浆作用完全不同的 Nd 同位素特征,标志着构造由后碰撞阶段向陆内裂谷环境的转变(Zheng Yongfei et al., 2008;Wang Wei et al., 2012)。这一阶段发生的变形可以以南华盆地和康滇裂谷盆地为代表(Wang Xiaolei et al., 2012)。加厚的大陆岩石圈地幔的拆沉导致了软流圈地幔的上涌,最终形成了相关的“*IAB* 和 *OIB* 型”基性岩和部分双峰式火山岩(Dewey, 1988;Draut et al., 2002)。怀化辉绿岩中单斜辉石的 $n(\text{Ca})/n(\text{Al})$ 值(3.48~7.15)和高 $w(\text{Ti})/w(\text{Eu})$ 值(>1500)的特征显示江南造山带西段新元古代的地幔遭受了硅酸盐熔体和俯冲流/熔体的多重交代作用。两种辉石均形成于板内构造环境,相较于普通辉石,透辉石具有更高的结晶的温度和压力,接近软流圈地幔环境,说明形成怀化辉绿岩的原始岩浆起源于软流圈地幔部分熔融,在上升到浅部的过程中发生了结晶分异作用。辉石与原生黑云母都具有地幔来源的特点,显示为伸展背景下的产物。部分~760 Ma 基性岩的地球化学指标具有弧后的亲和性,普遍被认为是陆内裂谷构造背景下岩浆活动的产物(Wan Le et al., 2019)。它们的地球化学特征(*Nb—Ta* 微量元素略微贫化,*Sr—Nd* 同位素组成略微富集)表明软流圈地幔熔体与之前的交代岩石圈熔体存在混合。这一观点也可以从怀化辉绿岩中得到佐证,虽然岩石具有 *OIB* 的微量元素

模式,但仍有一些弧的特征(如在某些 *HFSE* 中略显亏损)。因此,推测 780~750 Ma 的一系列双峰型碱性岩系包括黔阳、龙胜碱性辉长、辉绿岩、古丈碱性辉绿岩和通道基性岩,形成于造山带后期(Liu Yu et al., 2020;Wan Le et al., 2019),与加厚的大陆岩石圈地幔作为大陆内裂谷的板片断裂或拆沉的构造背景相一致,是软流圈地幔大规模上涌和造山构造环境向造山后构造环境转变的重要标志(Liu Yu et al., 2019)。

5 结论

(1)江南造山带西段新元古代辉绿岩中的单斜辉石都属 *Ca—Mg—Fe* 辉石族。其中,普通辉石的成分特征为 *Wo* 42~44, *En* 42~44 以及 *Fs* 11~14, 而透辉石的成分特征为 *Wo* 44~45, *En* 40~43 以及 *Fs* 11~14)。

(2)单斜辉石的结晶温压估算结果表明,怀化辉绿岩中普通辉石的结晶温度为 1080~1112 ℃,结晶压力 0.3~0.6 GPa,对应的深度为 9.1~20.8 km; 而透辉石的结晶温度为 1237~1274 ℃,结晶压力 1.0~1.32 GPa,对应的深度为 31.8~42.6 km。

(3)怀化辉绿岩中单斜辉石的 $n(\text{Ca})/n(\text{Al})$ 值(3.48~7.15)和高 $w(\text{Ti})/w(\text{Eu})$ 值(>1500)的特征,表明江南造山带西段的新元古代地幔可能遭受了硅酸盐熔体和俯冲流/熔体的交代作用。

(4)辉石和黑云母地球化学特征显示,怀化辉绿岩源于软流圈地幔,形成于板内的伸展背景。

致谢:在此感谢寇彩化副研究员和章雨旭研究员对本文修改提出了宝贵意见;感谢中南大学有色金属成矿预测与地质环境监测教育部重点实验室实验操作人员丁涛、胡子奇等人在电子探针和 LA-ICP-MS 测试过程中提供的帮助。

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

邓黎旭,刘勇胜,宗克清,朱律运,胡兆初. 2019. 地幔橄榄岩中碳酸盐熔体交代作用及其鉴定特征. 地球科学, 44(4): 1113~1127.

高林志,尹崇玉,丁孝忠,王泽九,张恒. 2015. 华南地区新元古代年代地层标定及地层对比. 地球学报, 36(5): 533~545.

季根源,江思宏,张龙升,李高峰,刘翼飞,易锦俊,张苏江. 2021. 大兴安岭南段毛登矿区阿鲁包格山岩体成岩成矿意义——锆石、角闪石和黑云母矿物学证据. 矿床地质, 40(3): 449~474.

寇彩化,刘燕学,李廷栋,何万双,张恒,丁孝忠,陆济璞. 2016. 江南造山带西段新元古代超基性岩体年代学和岩石地球化学研

究及其对源区的约束. 岩石矿物学杂志, 35(6): 947~964.

寇彩化, 刘燕学, 李廷栋, 丁孝忠, 张恒, 陆济璞. 2017. 湘西通道地区新元古代长界橄榄辉石岩中单斜辉石矿物学特征及其板内裂谷成因论证. 地质论评, 63(4): 881~893.

李勇明, 郭国林, 刘晓东, 张勇, 严兆彬. 2022. 西藏泽当地幔橄榄岩经历了碳酸盐熔体交代——单斜辉石的矿物化学证据. 矿物学报, 42(4): 487~502.

廖圣兵, 张彦杰, 周效华, 余明刚, 蒋仁, 姜杨, 陈志洪, 赵希林. 2014. 皖赣相邻地区溪口岩群沉积序列及沉积环境分析. 矿产与地质, 28(6): 660~667.

廖圣兵, 张彦杰, 周效华, 余明刚, 蒋仁, 姜杨, 陈志洪, 赵希林. 2016. 皖赣相邻地区双桥山群沉积序列及沉积环境分析. 现代地质, 30(1): 130~143.

林文蔚, 彭丽君. 1994. 由电子探针分析数据估算角闪石、黑云母中的 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} . 长春地质学院学报(2): 155~162.

刘雨. 2020. 湘西新元古代板溪期(板溪群)盆地格局与构造演化[D]. 导师: 杨坤光. 中国地质大学(北京)/(武汉)博士学位论文.

刘龙, 张树明, 王利玲, 张鑫, 欧阳军勇, 夏寅初, 吴志春. 2021. 相山南部花岗斑岩黑云母及绿泥石矿物化学特征及地质意义. 地球化学, 50(6): 550~561.

鲁佳, 方维萱, 王同荣, 孙紫坚, 郭玉乾, 宋丽红. 2017. 云南因民铁铜矿区次火山杂岩中黑云母和绿泥石矿物化学特征与成矿指示. 矿物学报, 37(5): 576~587.

马昌前, 杨坤光, 唐仲华. 1994. 花岗岩类与岩浆动力学理论方法及鄂东花岗岩类例析. 武汉: 中国地质大学出版社.

秦亚, 杨珺茹, 冯佐海, 朱家明, 倪战旭, 黄永高, 吴杰, 周云, 刘奕志, 白玉明. 2022. 桂东北鹰扬关地区罗家山辉长岩的矿物化学特征及其构造意义. 地球科学: 1~22.

邱家骧, 曾广策. 1987. 中国东部新生代玄武岩中低压单斜辉石的矿物化学及岩石学意义. 岩石学报, (4): 1~9.

王孝磊, 周金城, 陈昕, 张凤凤, 孙梓铭. 2017. 江南造山带的形成与演化. 矿物岩石地球化学通报, 36(5): 714~735, 696.

徐生发, 朱强, 胡召齐. 2017. 皖南新元古代溪口岩群岩石地球化学特征及其构造意义. 安徽地质, 27(1): 1~6.

杨照耀, 徐耀明, 朱志勇, 周巍, 柏成. 2015. 江西九瑞矿集区南港成矿远景区煌斑岩中辉石矿物成分特征与岩浆演化过程. 岩石学报, 31(3): 675~685.

张三衡, 李武显, 周贤旭, 杨东生, 吕璞良. 2020. 江西武山铜矿黑云母的化学成分特征:地质与成矿意义. 地球化学, 49(6): 637~652.

郑瑜林, 周癸武, 张长青, 胡金盟, 张盼盼. 2021. 滇西姚安金矿床正长斑岩角闪石、黑云母化学特征及其地质意义. 矿床地质, 40(5): 963~976.

周作侠. 1988. 侵入岩的镁铁云母化学成分特征及其地质意义. 岩石学报, (3): 63~73.

宗克清, 刘勇胜. 2018. 华北克拉通东部岩石圈地幔碳酸盐熔体交代作用与克拉通破坏. 中国科学:地球科学, 48(6): 732~752.

Abdel-Rahman. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. Journal of petrology, 35(2): 525~541.

Cawood P A, Wang Wei, Zhao Tianyu, Xu Yajun, Mulder J A, Pisarevsky S A, Zhang Limin, Gan Chengshi, He Huiying, Liu Huichuan. 2020. Deconstructing South China and consequences for reconstructing Nuna and Rodinia. Earth-Science Reviews, 204: 103169.

Charvet J. 2013. The Neoproterozoic—early Paleozoic tectonic evolution of the South China Block: An overview. Journal of Asian Earth Sciences, 74: 198~209.

Chen Xin, Wang Di, Wang Xiaolei, Gao Jianfeng, Shu Xujie, Zhou Jincheng, Qi Liang. 2014. Neoproterozoic chromite-bearing high-Mg diorites in the western part of the Jiangnan orogen, southern China: Geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. Lithos, 200: 35~48.

Davies J H, von Blanckenburg F. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Letters, 129(1~4): 85~102.

Davis B, Boyd F. 1966. The join $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. Journal of Geophysical Research, 71(14): 3567~3576.

Deng Lixu, Liu Yongsheng, Zong Keqing, Zhu Lüyun, Hu Zhaochu. 2019&. Carbonate metasomatism and its identification characteristics in mantle peridotite. Earth Science, 44(4): 1113~1127.

Ding Xiaozhong, Zhang Heng, Kou Caihua, Liu Yanxue, Li Tingdong, Lu Jipu. 2017&. Mineralogical characteristics of clinopyroxene from the Neoproterozoic Changjie olivine pyroxenolite in Tongdao County, western Hunan, an evidence for the intraplate rift origin. Geological Review, 63(4): 881~893.

Draut A E, Clift P D, Hannigan R E, Layne G, Shimizu N. 2002. A model for continental crust genesis by arc accretion: rare earth element evidence from the Irish Caledonides. Earth and Planetary Science Letters, 203(3~4): 861~877.

Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. US Geol. Surv. Prof. Pap., 354: 1~49.

Gao Linzhi, Yin Chongyu, Ding Xiaozhong, Wang Zejiu, Zhang Heng. 2015&. Dating data of the Neoproterozoic chronostratigraphy and stratigraphic correlation in south China. Acta Geoscientica Sinica, 36(5): 533~545.

Gervasoni F, Klemme S, Rohrbach A, Grützner T, Berndt J. 2017. Experimental constraints on mantle metasomatism caused by silicate and carbonate melts. Lithos, 282~283: 173~186.

Greentree M R, Li Zhengxiang. 2008. The oldest known rocks in south-western China: SHRIMP U-Pb magmatic crystallisation age and detrital provenance analysis of the Paleoproterozoic Dahongshan Group. Journal of Asian Earth Sciences, 33(5~6): 289~302.

Hou Qi, Zhou Weijian, Yu Zhiqiang, Hu Tianyang, Zhao Guochun, Yang Xiaoyong, Zhao Taiping, Tang Cheng, Fu Jianming, Liu Lei. 2022. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of two episodes of Neoproterozoic diabasic magmatism in South China: From orogenesis to intracontinental rifting. International Geology Review: 1~25.

Ji Genyuan, Jiang Sihong, Zhang Longsheng, Li Gaofeng, Liu Yifei, Yi Jinjun, Zhang Sujiang. 2021&. Petrogenic and metallogenic significance of Alubaogeshan granite in Maodeng deposit of southern Da Hinggan Mountains: Evidence from mineralogy of zircon, amphibole and biotite. Mineral Deposits, 40(3): 449~474.

Kou Caihua, Liu Yanxue, Li Tingdong, He Wanshuang, Zhang Heng, Ding Xiaozhong, Lu Jipu. 2016&. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic ultrabasic rocks in the western segment of Jiangnan orogenic belt and constraint on their sources. Acta Petrologica et Mineralogica, 35(6): 947~964.

Leterrier J, Maury R C, Thonon P, Girard D, Marchal M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth and Planetary Science Letters, 59(1): 139~154.

- Li Huan, Zhou Zhekai, Algeo Thomas J, Wu Jinghua, Jiang Weicheng, 2019. Geochronology and geochemistry of tuffaceous rocks from the Banxi Group: Implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the southeastern Yangtze Block, South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 177: 152~176.
- Li Xianhua, Li Wuxian, Li Zhengxiang, Lo Chinghua, Wang Jian, Ye Meifang, Yang Yueheng. 2009. Amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks in South China: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon ages, geochemistry and Nd—Hf isotopes of the Shuangxiwu volcanic rocks. *Precambrian Research*, 174(1): 117~128.
- Li Xianhua, Long Wenghuo, Li Qiuli, Liu Yu, Zheng Yongfei, Yang Yueheng, Chamberlain Kevin R, Wan Defang, Guo Cunhua, Wang Xuance, Tao Hua. 2010. Penglai zircon megacrysts: A potential new working reference material for microbeam determination of Hf—O isotopes and U-Pb age. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(2): 117~134.
- Li Yongming, Guo Guolin, Liu Xiaodong, Zhang Yong, Yan Zhaobin. 2022. The Zedang mantle peridotites in Tibet metasomatised by carbonate melts: Mineralogical and chemical evidences of clinopyroxenes. *Acta Mineralogica Sinica*, 42(4): 487~502.
- Li Zhengxiang, Bogdanova S V, Collins A S, Davidson Anthony, De Waele Bert, Ernst R E, Fitzsimons I C W, Fuck R A, Gladkochub D P, Jacobs J. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian research*, 160(1~2): 179~210.
- Li Zhengxiang, Li Xianhua, Kinny P D, Wang Jian, Zhang Sheng, Zhou Hanwen. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*, 122(1~4): 85~109.
- Liao Shengbing, Zhang Yanjie, Zhou Xiaohua, Yu Minggang, Jiang Ren, Jiang Yang, Chen Zhihong, Zhao Xilin. 2014. Sedimentary sequence and sedimentary environment of Xikou Group in the adjoining areas of Anhui and Jiangxi. *Mineral Resources and Geology*, 28(6): 660~667.
- Liao Shengbing, Zhang Yanjie, Zhou Xiaohua, Yu Minggang, Jiang Ren, Jiang Yang, Chen Zhihong, Zhao Xilin. 2016. Sedimentary sequence and environment of Shuangqiaoshan Group from the adjacent area between Anhui and Jiangxi. *Geoscience*, 30(1): 130~143.
- Lin Wenwei, Peng Lijun. 1994. The estimation of Fe^{3+} and Fe^{2+} contents in amphibole and biotite from EPMA data. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)* (2): 155~162.
- Liu Long, Zhang Shuming, Wang Liling, Zhang Xin, Ouyang Junyong, Xia Yinchu, Wu Zhichun. 2021. Mineral chemistry and geological significance of biotite and chlorite from granite porphyries in the northern Xiangshan uranium orefield. *Geochimica*, 50(6): 550~561.
- Liu Yu, Yang Kunguang, Ali Polat, Xu Yang. 2020. Ca. 780 Ma OIB-like mafic dykes in the western Jiangnan Orogenic Belt, South China: Evidence for large-scale upwelling of asthenosphere beneath a post-orogenic setting. *International Geology Review*, 62: 18, 2280~2299.
- Lu Jia, Fang Weixuan, Wang Tongrong, Sun Zijian, Guo Yuqian, Song Lihong. 2017. Mineralogy and geochemistry of biotite and chlorite in subvolcanic complex rock from Yinmin iron—copper mining area in Yunnan Province, China, and their mineralization. *Acta Mineralogica Sinica*, 37(5): 576~587.
- Ma Changqian, Yang Kunguang, Tang Zhonghua. 1994. Theoretical method of granitoids and magmatic dynamics and an example analysis of granitoids in eastern Hube. Wuhan: China University of Geosciences Press.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 55~76.
- Nisbet E G, Pearce J A. 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2): 149~160.
- Qin Ya, Yang Junru, Feng Zuohai, Zhu Jiaming, Ni Zhanxu, Huang Yonggao, Wu Jie, Zhou Yun, Liu Yizhi, Bai Yuming. 2022. Mineralogy and mineral chemistry of the Luojiashan gabbro in the Yingyangguan area of northeastern Guangxi and its tectonic significance. *Earth Science*: 1~22.
- Qiu Jiaxiang, Zeng Guangce, 1987. The main characteristics and petrological significance of low pressure clinopyroxenes in the Cenozoic basalts from eastern China. *Acta Petrologica Sinica* (4): 1~9.
- Stone D. 2000. Temperature and pressure variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens River area, northwest Superior Province, Ontario, Canada. *The Canadian Mineralogist*, 38(2): 455~470.
- Walter Michael J, Bulanova G P, Armstrong Lora S, Keshav S, Blundy Jon D, Gudfinnsson G, Lord Oliver T, Lennie A R, Clark S M, Smith C B. 2008. Primary carbonatite melt from deeply subducted oceanic crust. *Nature*, 454(7204): 622~625.
- Wan Le, Zeng Zuoxun, Asimow Paul D, Zeng Zhihui, Peng Lianhong, Xu Daliang, Wei Yunxu, Liu Wei, Lu Chengdong, Chang Wenqi. 2019. Mid-Neoproterozoic mafic rocks in the western Jiangnan orogen, South China: Intracontinental rifting or subduction? *Journal of Asian Earth Sciences*, 185: 104039.
- Wang Wei, Chen Fukun, Hu Rong, Chu Yang, Yang Yizeng. 2012. Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic sedimentary sequences in the South China Block: Evidence from detrital zircon ages and Hf—Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences*, 101(7): 1723~1744.
- Wang Xiaolei, Zhou Jincheng, Qiu Jiansheng, Gao Jianfeng. 2004. Geochemistry of the Meso- to Neoproterozoic basic—acid rocks from Hunan Province, South China: Implications for the evolution of the western Jiangnan Orogen. *Precambrian Research*, 135(1): 79~103.
- Wang Xiaolei, Zhou Jincheng, Griffin WL, Wang Rucheng, Qiu Jiansheng, O'Reilly S Y, Xu Xisheng, Liu Xiaoming, Zhang Guilin. 2007. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangnan Orogen: Dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks. *Precambrian Research*, 159(1~2): 117~131.
- Wang Xiaolei, Zhou Jincheng, Wan Yusheng, Kitajima Kouki, Wang Di, Bonamici Chloe, Qiu Jiansheng, Sun Tao. 2013. Magmatic evolution and crustal recycling for Neoproterozoic strongly peraluminous granitoids from southern China: Hf and O isotopes in zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, 366: 71~82.
- Wang Xiaolei, Zhou Jincheng, Chen Xin, Zhang Fengfeng, Sun Ziming. 2017. Formation and Evolution of the Jiangnan Orogen. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 36(5): 714~735, 696.
- Wang Yuejun, Zhang Yuzhi, Cawood Peter A, Zhou Yongzhi, Zhang

- Feifei, Yang Xue, Cui Xiang. 2019. Early Neoproterozoic assembly and subsequent rifting in South China: Revealed from mafic and ultramafic rocks, central Jiangnan Orogen. *Precambrian Research*, 331: 105367.
- Xia Yan, Xu Xisheng, Niu Yaoling, Liu Lei. 2018. Neoproterozoic amalgamation between Yangtze and Cathaysia blocks: The magmatism in various tectonic settings and continent—arc—continent collision. *Precambrian Research*, 309: 56~87.
- Xu Shengfa, Zhu Qiang, Hu Zhaoqi, Jiang Laili. 2017&. Petrogeochemical features of Neoproterozoic Xikou Group complex in south Anhui and their structural implications. *Geology of Anhui*, 27(1): 1~6.
- Yan Chaolei, Shu Liangshu, Faure Michel, Chen Yan, Huang Renbo. 2019. Time constraints on the closure of the Paleo-South China ocean and the Neoproterozoic assembly of the Yangtze and Cathaysia blocks: Insight from new detrital zircon analyses. *Gondwana Research*, 73: 175~189.
- Yang Zhaoyao, Xu Yaoming, Zhu Zhiyong, Zhou Wei, Bai Cheng. 2015&. Mineral chemistry of pyroxene in lamprophyre from the Nangang prospecting area in the Jiurui ore district of Jiangxi Province: Implication for magma evolution. *Acta Petrologica Sinica*, 31(3): 675~685.
- Yao Jinlong, Shu Liangshu, Santosh M, Zhao Guochun. 2014. Neoproterozoic arc-related mafic—ultramafic rocks and syn-collision granite from the western segment of the Jiangnan Orogen, South China: Constraints on the Neoproterozoic assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks. *Precambrian Research*, 243: 39~62.
- Yao Jinlong, Shu Liangshu, Cawood P A, Li Jinyi. 2017. Constraining timing and tectonic implications of Neoproterozoic metamorphic event in the Cathaysia Block, South China. *Precambrian Research*, 293: 1~12.
- Zhang Chuanlin, Santosh M, Zou Haibo, Li Huaikun, Huang Wencheng. 2013. The Fuchuan ophiolite in Jiangnan Orogen: Geochemistry, zircon U-Pb geochronology, Hf isotope and implications for the Neoproterozoic assembly of South China. *Lithos*, 179: 263~274.
- Zhang Sanheng, Li Wuxian, Zhou Xianxu, Yang Dongsheng Lü Puliang. 2020&. Chemical composition of biotite from Wushan copper deposit, Jiangxi Province: Geology and metallogenic significances. *Geochimica*, 49(6): 637~652.
- Zhang Yuzhi, Wang Yuejun, Fan Weiming, Zhang Aimei, Ma Liyan. 2012. Geochronological and geochemical constraints on the metasomatised source for the Neoproterozoic (~825 Ma) high-Mg volcanic rocks from the Cangshuipu area (Hunan Province) along the Jiangnan domain and their tectonic implications. *Precambrian Research*, 220: 139~157.
- Zhang Yuzhi, Wang Yuejun, Zhang Yanhua, Zhang Aimei. 2015. Neoproterozoic assembly of the Yangtze and Cathaysia blocks: Evidence from the Cangshuipu Group and associated rocks along the Central Jiangnan Orogen, South China. *Precambrian Research*, 269: 18~30.
- Zhao Guochun. 2015. Jiangnan Orogen in South China: Developing from divergent double subduction. *Gondwana Research*, 27(3): 1173~1180.
- Zhao Guochun, Cawood P A. 2012. Precambrian geology of China. *Precambrian Research*, 222~223: 13~54.
- Zhao Junjong, Zhou Meifu, Yan Danping, Zheng Jianping, Li Jianwei. 2011. Reappraisal of the ages of Neoproterozoic strata in South China: No connection with the Grenvillian orogeny. *Geology*, 39(4): 299~302.
- Zheng Yongfei, Wu Rongxin, Wu Yuanbao, Zhang Shaobing, Yuan Honglin, Wu Fuyuan. 2008. Rift melting of juvenile arc-derived crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. *Precambrian Research*, 163(3): 351~383.
- Zheng Yulin, Zhou Guiwu, Zhang Changqing, Hu Jinmeng, Zhang Panpan. 2021&. Chemical characteristics of hornblende and biotite in barren syenite porphyry from Yaoan gold deposit in western Yunnan and geological significance. *Mineral Deposits*, 40(5): 963~976.
- Zhou Jibin, Li Xianhua, Ge Wenchun, Li Zhengxiang. 2007. Age and origin of middle Neoproterozoic mafic magmatism in southern Yangtze Block and relevance to the break-up of Rodinia. *Gondwana Research*, 12(1~2): 184~197.
- Zhou Jincheng, Wang Xiaolei, Qiu Jiansheng. 2009. Geochronology of Neoproterozoic mafic rocks and sandstones from northeastern Guizhou, South China: Coeval arc magmatism and sedimentation. *Precambrian Research*, 170(1~2): 27~42.
- Zhou Meifu, Kennedy A K, Sun Min, Malpas J, Leshner C M. 2002. Neoproterozoic arc-related mafic intrusions along the northern margin of South China: Implications for the accretion of Rodinia. *The Journal of Geology*, 110(5): 611~618.
- Zhou Weijian, Huang Dezhi, Yu Zhiqiang, Santosh M, Cao Yusen, Zhang Jiandong, Lliu Lei, Cui Jianjun, Li Jianyuan. 2022. Detrital zircon records of the Banxi Group in the western Jiangnan Orogen: Implications for crustal evolution of the South China Craton. *Acta Geologica Sinica (English Edition)* (DOI: 10. 111/1755-6724. 14894).
- Zhou Zuoxia. 1988&. Chemical characteristics of mafic mica in intrusive rocks and its geological meaning. *Acta Petrologica Sinica* (3): 63~73.
- Zong Keqing, Liu Shengyong. 2018&. Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: Implications for cratonic destruction in North China. *Scientia Sinica (Terrae)*, 48(6): 732~752.

Neoproterozoic evolution of the western Jiangnan Orogen

——Insights from element contents of clinopyroxene and biotite in Huaihua diabase, western Hunan

ZHOU Weijian^{1, 2)}, HU Tianyang^{2, 3)}, LIU Lei^{2, 3)}, HUANG Dezhi^{2, 3)}

1) Hunan Vocational College of Engineering, Changsha, 410151;

2) Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals and Geological Environment Monitoring,
Ministry of Educationin Central South University, Changsha, 410083;

3) School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha, 410083

Objectives: The debate on the Neoproterozoic tectonic background of the Jiangnan orogen includes the mantle plume—rift model, arc-related model, and plate—rift model.

Methods: In this paper, the chemical compositions of clinopyroxene and biotite in Huaihua diabase (~788 Ma), were accurately determined by EPMA and LA-ICP-MS, to restrict the diagenetic tectonic setting in this area.

Results: The clinopyroxene in Huaihua diabase can be divided into augite and diopside. According to the clinopyroxene characteristics of then (Ca/Al) ratio (3.48 ~ 7.15) and high w (Ti/Eu) ratio (> 1500), the Neoproterozoic mantle in the western part of the Jiangnan orogen may have suffered multiple metasomatisms of silicate melt and subduction fluid. The crystallization temperature and pressure of clinopyroxene were estimated by the clinopyroxene isotherm, which shows that the crystallization temperature of pyroxene is 1080 ~ 1112 ℃, the crystallization pressure is 0.3 ~ 0.6 GPa, and the corresponding depth is 9.1 ~ 20.8 km; while the crystallization temperature of the diopside is 1237 ~ 1274 ℃, the crystallization pressure is 1.0 ~ 1.32 GPa, and the corresponding depth is 31.8 ~ 42.6 km.

Conclusions: Together with the results of clinopyroxene and biotite compositions (Al, Ti, Ca, Na and other elements of clinopyroxene and Mg, Fe and other elements of biotite), parental magma series, and tectonic setting discrimination diagram, we recommend that the sub-alkaline tholeiitic magma came from the top of the upper mantle. And the tholeiitic magma was formed by the crystallization differentiation of intraplate alkaline basaltic magma, which was generated by the partial melting of the asthenosphere mantle. Based on the characteristics of the regional tectonic setting, this paper proposes a three-stage plate—rift model to describe the tectonic setting of the Neoproterozoic western Jiangnan orogen.

Keywords:Jiangnan Orogen; Huaihua diabase; clinopyroxene; biotite; tectonic background

Acknowledgements: This research were financially supported by the Postgraduate Research Innovation Project of Hunan (No. CX20220167), Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals and Geological Environment Monitoring, Ministry of Educationin Central South University Open Fund (No. 2022YSJS18)

First author: ZHOU Weijian, male, bore in 1992, doctoral degree, lecturer, is mainly engaged in petrology, mineralogy and geochemistry; Email: 476341099@qq.com

Corresponding author: HU Tianyang, male, bore in 1996, doctoral degree, is mainly engaged in petrology, mineralogy, isotopic chronology; Email: hty960926@csu.edu.cn

Manuscript received on: 2022-05-28; Accepted on: 2022-11-15; Published online on: 2022-12-20

Doi: 10.16509/j.georeview.2022.12.085 **Edited by:** ZHANG Yuxu