

福建明溪麻粒岩包体的年代学和矿物学特征： 地温曲线及其华南中生代壳—幔相互作用意义

黄小龙¹, 钟军伟^{1,2}, 于洋^{1,3}, 李洁^{1,3}

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640;
2. 昆明理工大学国土资源工程学院, 昆明 650093; 3. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要:明溪新生代玄武岩中的麻粒岩包体将为探讨华南地区中生代壳—幔相互作用过程提供线索。锆石 U-Pb 定年表明麻粒岩包体的原岩曾经历多期次岩浆活动, 并以最后的晚侏罗世—早白垩世岩浆活动最强, 其锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值普遍较低 ($-16.1 \sim -6.3$), 应以再循环地壳物质为主。根据矿物成分估算麻粒岩包体的平衡温度 ($756 \sim 826^\circ\text{C}$)、压力 ($0.55 \sim 0.78 \text{ GPa}$), 结合橄榄岩包体的平衡温压资料, 重建了明溪地区地温曲线, 由此推得的岩石学壳幔边界深度 ($\sim 25 \text{ km}$) 明显浅于地震莫霍面深度 ($\sim 31 \text{ km}$), 表明该区存在明显的壳幔过渡带。华南内陆地区曾经历中生代岩浆底侵作用过程, 可能是华南中生代广泛岩浆活动的重要原因。

关键词:下地壳; 麻粒岩包体; 地温曲线; 底侵作用; 中生代; 华南

中图分类号: P597; P542.5 文献标识码: A 文章编号: 1007-2802(2013)02-0212-10

Geochronology and Mineralogy of the Mingxi Granulite Xenoliths from Fujian, South China: Geotherm and Implications for the Mesozoic Crust—mantle Interaction

HUANG Xiao-long¹, ZHONG Jun-wei^{1,2}, YU Yang^{1,3}, LI Jie^{1,3}

1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 2. Faculty of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093; 3. China University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: The granulite xenoliths in the Mingxi Cenozoic basalts provide a clue to understand the Mesozoic crust-mantle interaction in South China. Zircon U-Pb dating of the Mingxi granulite xenolith reveals that the protolith were formed by multi-episodes of magmatisms. The dominant and the last magmatisms, which have negative zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ($-16.1 \sim -6.3$), occurred in the Late Jurassic and the Early Cretaceous, respectively. These all suggest that the protolith of the Mingxi granulite xenolith was dominantly derived from the recycled crustal materials. In combination with P-T data of the Mingxi peridotite xenoliths, the lower crust-upper mantle geotherm beneath the Mingxi area are reconstructed according to the equilibrium $t-p$ of the granulite xenoliths ($756-826^\circ\text{C}$ and $0.55-0.78 \text{ GPa}$) calculated by the mineral compositions. The depth of petrologic crust-mantle boundary ($\sim 25 \text{ km}$) calculated from the Mingxi new geotherm is much lower than the seismic Moho depth ($\sim 31 \text{ km}$), suggesting a distinct crust-mantle transition zone in the area. Thus, the Mesozoic underplating may have occurred in the lower crust beneath the inland of South China, which may be an important mechanism of generating the Mesozoic felsic magmatism in South China.

Key words: lower crust; granulite xenolith; geotherm; underplating; Mesozoic; South China

收稿日期: 2012-10-11 收到, 10-30 改回

基金项目: 中国科学院知识创新工程项目 (KZCX1-YW-15-2; KZCX2-YW-QN106); 国家自然科学基金创新研究群体项目 (41121002)

第一作者简介: 黄小龙 (1972—), 男, 研究员, 研究方向: 大陆岩石圈组成、结构与演化, 获第 14 届侯德封奖, E-mail: xlhuang@gig.ac.cn.

华南东南部地区受太平洋板块俯冲的影响,其火成岩由内陆向沿海逐渐变年轻^[1,2];除了空间展布的变化,岩浆活动的另一显著特点是其岩性 90% 以上为花岗岩和火山岩(后者包括长英质和玄武质火山岩,并以长英质为主)^[2];这些巨量的长英质岩浆的产生很可能与玄武质岩浆的底侵作用有关^[1]。底侵作用是上地幔部分熔融产生的玄武质岩浆侵入到下地壳或地壳底部的过程^[3,4],该过程在对下地壳贡献物质的同时还提供了大量的热,从而导致大量花岗岩岩浆的形成^[1]。所以,底侵作用是壳-幔物质交换和再循环的纽带,大陆下地壳则是壳-幔相互作用的重要场所。

由玄武岩携带到地表的下地壳麻粒岩包体能直观地反映下地壳的特点^[5],因而是研究下地壳物质组成与壳-幔相互作用关系的重要样品。例如,前人对华北克拉通的一些新生代碱性玄武岩(安徽女山、河北汉诺坝)以及中生代中基性侵入岩(莒南)中的麻粒岩包体(图 1)进行了系统的年代学、岩石学及其地球化学的研究工作,从而揭示出华北克拉通中生代时期岩石圈减薄过程中壳-幔相互作用的时空不均一性及其地壳组成、结构的差异性等特点^[6~11]。在华南地区亦有麻粒岩包体产出的报道(如粤东麒麟、雷州半岛、浙江西莒等地区),前人亦已进行大量的岩石地球化学研究工作,并认识到这些麻粒岩包体很可能记录了华南中生代岩浆底侵作用过程^[12~15]。目前,对这些麻粒岩包体已开展了少量的年代学工作,如麒麟辉长质麻粒岩的矿物-全岩 Sm-Nd 等时线年龄(112 ± 18 Ma)^[12],但相比于华南中生代岩浆活动存在巨大的时空变化,这些研究结果并不足以作为华南普遍存在中生代壳-幔相互作用过程的确切年代学及岩石地球化学证据。

本文拟对福建明溪新生代碱性玄武岩中的麻粒岩包体进行锆石年代学研究,探讨该地区下地壳的主要形成时间,并结合其锆石 Lu-Hf 同位素特征、包体的主要矿物成分特征和平衡温度-压力条件,从而对华南中生代时期的壳-幔相互作用过程进行制约。

1 地质概况及其样品描述

中国东南沿海地区隶属于欧亚大陆东部边缘,自中生代末以来处于拉张构造环境^[1,2]。新生代的岩浆作用以玄武质火山活动为主(图 1),其出露面积虽不大,但分布范围却广泛,是环太平洋大陆边缘火山活动带的重要组成部分^[16]。总体上,东南沿海地区的新生代玄武岩集中分布于北北东方向的三条近平行岩带(图 1),即东带(沿海带)、中带和西带

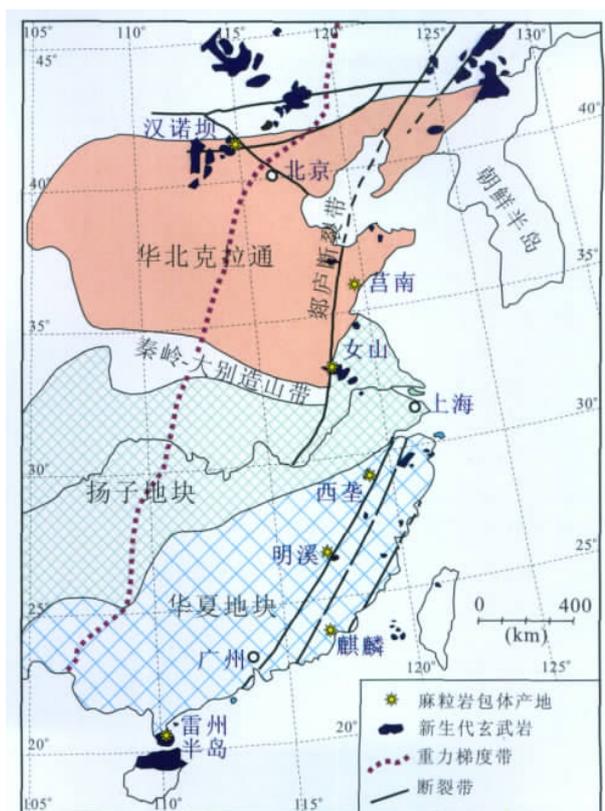


图 1 中国东部构造框架及其麻粒岩包体主要产地分布

Fig. 1 Tectonic sketch map of Eastern China and main locations for the granulite xenoliths

(内陆带)^[16~18]。

明溪地区新生代火山岩分布于内陆带(图 1),喷发于上新世至更新世时期(0.7~5 Ma)^[19],主要岩性为碧玄武岩或橄榄玄武岩等碱性玄武岩,富含尖晶石二辉橄榄岩和石榴二辉橄榄岩等地幔包体,本次研究还发现了丰富的下地壳包体,均呈次棱角状,长约约 2~15 cm,包括长英质麻粒岩($\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Qz} \pm \text{Kf} + \text{Mt}$)、二辉麻粒岩($\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Mt}$)和苏长质麻粒岩($\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Mt}$)(表 1)。岩石常呈条带状构造,主要由斜长石与辉石类矿物的相对分离形成矿物分布不均一造成;均为粒状变晶结构,部分样品的斜长石与辉石之间三连点结构发育(表 1)。本次研究中用于锆石 U-Pb 定年及 Lu-Hf 同位素分析的样品 MX07-1 为典型的二辉麻粒岩。

2 锆石 U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素特征

2.1 锆石离子探针 U-Pb 测年

样品 MX07-1 破碎后经重力和磁选分选出锆石并在双目镜下挑纯,锆石样品靶的制备由中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室完成,具

表 1 明溪麻粒岩包体矿物组合及结构构造特征

Table 1 Mineral assemblages and constructs of the Mingxi granulite xenoliths

样品	岩石定名	矿物组合	结构构造
MX07-1	二辉麻粒岩	Opx ₂₉ Cpx ₁₂ Pl ₅₅ Mt ₄	粒状变晶结构, 三连点结构发育
MX07-2	长英质麻粒岩	Opx ₁₁ Pl ₄₈ Kf ₁₇ Qz ₂₀ Mt ₄	粒状变晶结构, 三连点结构发育
MX07-3	长英质麻粒岩	Opx ₂₅ Pl ₄₉ Qz ₂₂ Mt ₄	粒状变晶结构, 三连点结构发育
MX07-4	苏长质麻粒岩	Opx ₂₅ Pl ₆₂ Mt ₁₃	粒状变晶结构, 斜方辉石具反应边结构
MX07-5	长英质麻粒岩	Opx ₇ Pl ₄₀ Kf ₁₉ Qz ₃₁ Mt ₂	条带状构造, 粒状变晶结构, 部分重结晶
MX09-1	苏长质麻粒岩	Opx ₂₇ Pl ₆₅ Mt ₈	粒状变晶结构, 三连点结构发育
MX09-2	二辉麻粒岩	Opx ₃₅ Cpx ₁₈ Pl ₄₅ Mt ₂	粒状变晶结构, 三连点结构发育
MX09-4	二辉麻粒岩	Opx ₂₁ Cpx ₉ Pl ₆₈ Mt ₁	条带状构造, 粒状变晶结构, 三连点结构发育
MX09-5	长英质麻粒岩	Opx ₁₆ Pl ₅₈ Kf ₅ Qz ₁₉ Mt ₂	条带状构造, 粒状变晶结构, 部分重结晶
MX09-6	二辉麻粒岩	Opx ₅₂ Cpx ₁₀ Pl ₃₆ Mt ₂	条带状构造, 粒状变晶结构, 三连点结构发育

体的靶制备方法见文献[20]。锆石阴极发光图像分析在中国科学院广州地球化学研究所 JEOL JXA-8100 型电子探针仪(配备 Gatan MonoCL3)上完成。样品 MX07-1 的锆石主要呈浑圆柱状, 大部分

锆石显示出清晰的岩浆韵律环带核部, 其边缘则为环带不明显或是不具环带结构, 也有部分锆石完全不具有环带结构, 显示出变质锆石的特征(图 2)。

锆石 U-Pb 定年在中国科学院地质与地球物理

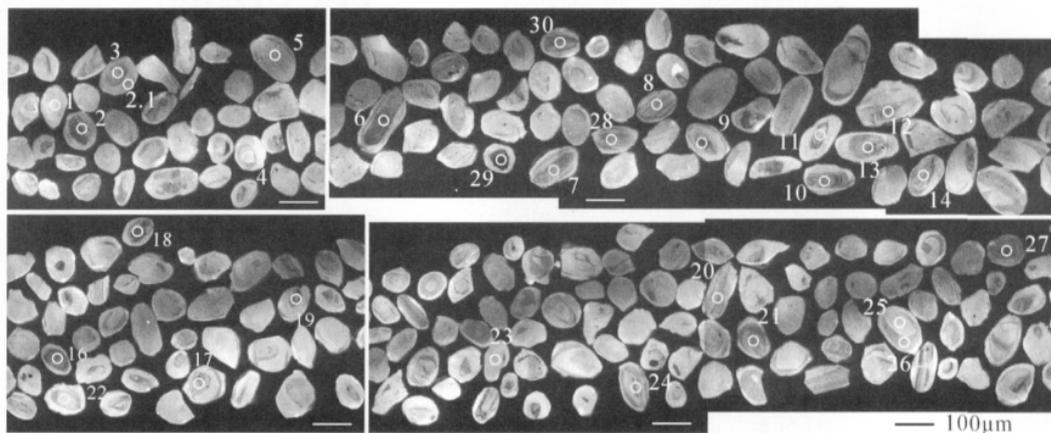


图 2 明溪麻粒岩包体锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 2 Cathodoluminescence (CL) images for zircons in the Mingxi granulite xenolith

研究所离子探针实验室的 Cameca IMS-1280 型离子探针(SIMS)上进行, 详细分析流程见文献[20]。锆石的 U-Th-Pb 同位素比值用标准锆石 Temora 校正获得^[21], U、Th 含量用标准锆石 91500 校正获得^[21], 用现代地壳的平均 Pb 同位素组成作为普通 Pb 组成进行校正文献^[20]。单点分析的同位素比值及年龄误差为 1 σ , 数据结果用 IsoPlot 软件(ver. 3.23)^[22]处理完成。

本次研究共对样品进行了 30 个点的离子探针 U-Th-Pb 分析, 其中有 2 个分析点因具有非常高比例的非放射成因铅被剔除(同一颗锆石的点位 25 和 26; 表 2, 图 2), 其他 28 个分析点的 Th/U 比值变化范围较大(0.12~4.59; 表 2)。本研究的主要目的是了解下地壳岩浆活动情况, 所以绝大部分离子探针分析点选择位于具岩浆韵律环带的锆石核部(图

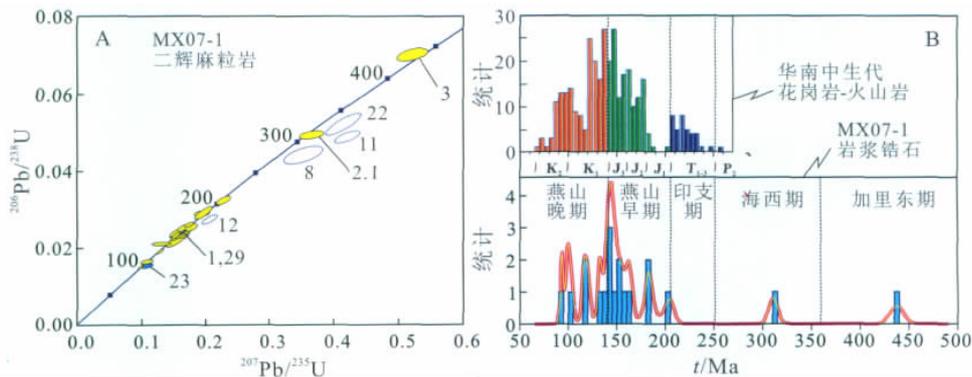
2), 少部分分析点为变质成因锆石(点位 1、23、29; Th/U = 0.12~0.17; 表 2)。点位 1 和 23 位于不显示环带结构的锆石核部, 而点位 29 位于阴极发光很暗的锆石核部(图 2)。其中两个变质锆石分析点(点位 1 和 29)的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为 152 Ma, 一个变质锆石分析点(点位 23)的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为 96 \pm 3 Ma。岩浆成因锆石的 Th/U 比值相对较高(>0.20; 表 2), 并且大部分分析点的谐和性较好(点位 8、11、12、22 除外; 图 3A), 其²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄变化范围较大(93 \pm 2~437 \pm 7 Ma; 表 2), 显示出多期次岩浆活动的特点, 但以晚侏罗世-早白垩世为主(图 3B)。古元古代岩浆锆石(点位 16; 表 2)的分析结果并不谐和, 显示出²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄<²⁰⁷Pb/²³⁸U 年龄<²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄的特征(表 2), 因此其²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄(2436 \pm 56 Ma)代表了其结晶年龄下限。

表 2 明溪麻粒岩包体的锆石离子探针 U-Pb 定年结果

Table 2 Zircon SIMS U-Pb data for the Mingxi granulite xenoliths

点位	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Th/U	f_{206}^a (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (1 σ)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	%cc
1	631	77	0.12	0.00	0.0495±5	0.161±3	0.0236±4		152±3	151±3	101
2	126	201	1.60	0.09	0.0485±19	0.192±8	0.0287±5		179±7	183±3	98
2.1	113	118	1.05	0.09	0.0536±17	0.365±13	0.0494±7		316±10	311±5	102
3	127	100	0.79	0.06	0.0538±14	0.521±16	0.0702±11		426±11	437±7	97
4	161	122	0.76	0.11	0.0494±26	0.169±10	0.0249±7		159±9	158±5	100
5	21	98	4.59	1.20	0.0475±31	0.144±10	0.0219±5		136±9	140±3	97
6	1439	539	0.38	0.01	0.0490±7	0.127±3	0.0188±4		121±3	120±3	101
7	330	67	0.20	0.07	0.0478±8	0.151±5	0.0229±6		143±4	146±4	98
8	327	186	0.57	0.02	0.0579±26	0.351±20	0.0440±16		306±15	278±10	110
9	116	126	1.09	0.56	0.0451±33	0.129±10	0.0208±3		123±9	132±2	93
10	175	49	0.28	0.01	0.0485±10	0.172±5	0.0257±5		161±4	164±3	98
11	196	91	0.47	0.04	0.0624±13	0.420±13	0.0488±11		356±9	307±7	116
12	99	91	0.92	0.19	0.0546±14	0.204±8	0.0272±8		189±7	173±5	109
13	181	39	0.22	0.01	0.0462±12	0.150±6	0.0236±7		142±5	150±4	95
14	45	86	1.92	0.97	0.0471±25	0.101±6	0.0155±3		97±5	99±2	98
16	397	219	0.55	0.19	0.1582±54	5.73±22	0.2626±45	2436±56	1935±33	1503±23	129
17	719	313	0.44	0.05	0.0478±8	0.096±2	0.0146±3		93±2	93±2	100
18	1436	423	0.29	0.97	0.0508±17	0.127±5	0.0182±4		122±4	116±2	105
19	285	119	0.42	0.10	0.0502±16	0.166±9	0.0241±10		156±8	153±6	102
20	79	101	1.27	0.19	0.0497±30	0.156±10	0.0227±4		147±9	145±2	101
21	266	108	0.40	0.35	0.0479±25	0.106±6	0.0161±4		102±6	103±3	100
22	121	98	0.81	0.00	0.0575±13	0.414±18	0.0521±19		351±13	328±12	107
23	1090	182	0.17	0.07	0.0513±27	0.106±6	0.0150±4		102±6	96±3	107
24	170	265	1.56	0.13	0.0512±12	0.227±8	0.0322±8		208±6	204±5	102
25	34	120	3.57	2.21	0.0362±93	0.086±22	0.0172±6		83±21	110±3	76
26	24	94	3.93	2.16	0.0568±45	0.156±14	0.0200±8		148±12	128±5	116
27	900	543	0.60	0.11	0.0487±11	0.149±4	0.0222±4		141±4	141±3	100
28	817	281	0.35	0.01	0.0509±21	0.155±12	0.0220±14		146±10	141±9	104
29	1495	233	0.16	0.02	0.0493±5	0.163±3	0.0239±4		153±3	152±2	100
30	290	278	0.96	0.17	0.0489±12	0.195±9	0.0289±12		181±8	184±7	98

注: f_{206} 为非放射成因铅在总的 ^{206}Pb 中所占百分比; 谐和度 (%cc) = $100 \times [(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ 年龄}) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ 年龄})]$



华南中生代花岗岩-火山岩年龄统计据文献[2]

图 3 明溪麻粒岩包体锆石离子探针 U-Pb 年龄谐和图与频率分布

Fig. 3 Concordia diagram and frequency distribution for zircon SIMS U-Pb geochronology of the Mingxi granulite xenolith

2.2 锆石 LA-MC-ICPMS Lu-Hf 同位素分析结果

锆石 Hf 同位素的测定在中国科学院地质与地球物理研究所的 GeoLas 193 nm 准分子激光取样系统和 Neptune 多接收电感耦合等离子体质谱仪的联机设备 (LA-MC-ICP-MS) 完成。本研究的锆石 Hf 同

位素分析是在离子探针 U-Pb 定年的原分析点位上进行(表 3), 激光束直径为 40 μm , 激光剥蚀的脉冲速率为 8 Hz, 激光束的能量密度为 15 J/cm^2 , 用标准锆石 GJ-1、Mud 与锆石样品交叉分析对仪器漂移进行外部监控。详细的实验分析流程可参见文献^[23]。

表 3 明溪二辉麻粒岩包体的锆石 LA-MC-ICPMS Lu-Hf 同位素分析结果
Table 3 LA-MC-ICPMS zircon Lu-Hf isotope data for the Mingxi granulite xenoliths

分析点位	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf(±2σ)	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf(±2σ)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf(±2σ)	ε _{Hf} (t)	t _{DM} /Ma	t/Ma
1	0.020255±156	0.000805±6	0.282227±26	-16.1	1438	151±3
2	0.012045±23	0.000463±1	0.282219±30	-15.6	1437	183±3
3	0.006732±59	0.000267±2	0.282352±83	-5.3	1246	437±7
4	0.018565±158	0.000733±6	0.282281±20	-14.0	1360	158±5
5	0.013811±851	0.000586±40	0.282294±20	-13.9	1338	140±3
7	0.013095±194	0.000536±8	0.282374±22	-10.9	1226	146±4
8	0.025069±259	0.000993±11	0.282311±19	-10.4	1328	278±10
9	0.013961±433	0.000591±19	0.282351±19	-12.0	1258	132±2
10	0.018484±163	0.000784±7	0.282408±44	-9.4	1186	164±3
11	0.012658±201	0.000532±9	0.282364±42	-7.8	1239	307±7
12	0.028749±339	0.001165±14	0.282489±32	-6.3	1083	173±5
13	0.026777±405	0.001005±15	0.282412±35	-9.5	1187	150±4
14	0.008902±137	0.000335±4	0.282313±32	-14.1	1303	99±2
16	0.010153±89	0.000401±4	0.281375±39	4.6	2580	93±2
17	0.010842±36	0.000421±1	0.282358±20	-12.6	1243	116±2
18	0.017940±184	0.000689±6	0.282398±31	-10.7	1197	153±6
19	0.016808±245	0.000685±11	0.282399±27	-9.9	1195	145±2
21	0.019115±234	0.000746±9	0.282399±22	-11.0	1197	103±3
22	0.019364±161	0.000761±6	0.282382±26	-6.7	1221	328±12
24	0.018221±587	0.000671±23	0.282393±57	-9.0	1203	204±5
26	0.006108±387	0.000238±16	0.282359±19	-11.8	1236	128±5
27	0.025805±221	0.001006±8	0.282332±27	-12.6	1299	141±3
30	0.013164±116	0.000521±5	0.282361±32	-10.6	1242	184±7

注:初始 Hf 同位素比值计算时的¹⁷⁶Lu 衰变常数为 $1.867 \times 10^{-11}/a^{[24]}$, 采用的球粒陨石¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 和¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值分别为 0.2827 85 和 0.033 6^[25], 按离子探针分析获得的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄计算(分析点 16 以其²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄计算)。单阶段模式年龄(t_{DM})计算过程中采用测量的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值以及亏损地幔¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值(0.28325)和¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值(0.0384)^[26]

所测锆石¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值均小于 0.002, 说明锆石在形成之后的放射成因 Hf 的积累较少, 其¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 初始比值非常接近于现今实测值, 总体较低(0.281 375~0.282 489; 表 3); 除了具有古元古代年龄的第 16 号测点外, 其他显生宙锆石分析点

的 ε_{Hf}(t) 值均为负值(-16.1~-5.3; 表 3), 具有中元古代的单一阶段亏损地幔模式年龄(t_{DM-Hf} = 1083~1438 Ma; 表 3)。随着形成时代变新, 明溪麻粒岩包体的锆石 ε_{Hf}(t) 值总体降低, 其中晚侏罗世-早白垩世的锆石具有较大的 ε_{Hf}(t) 值变化范围(图 4)。

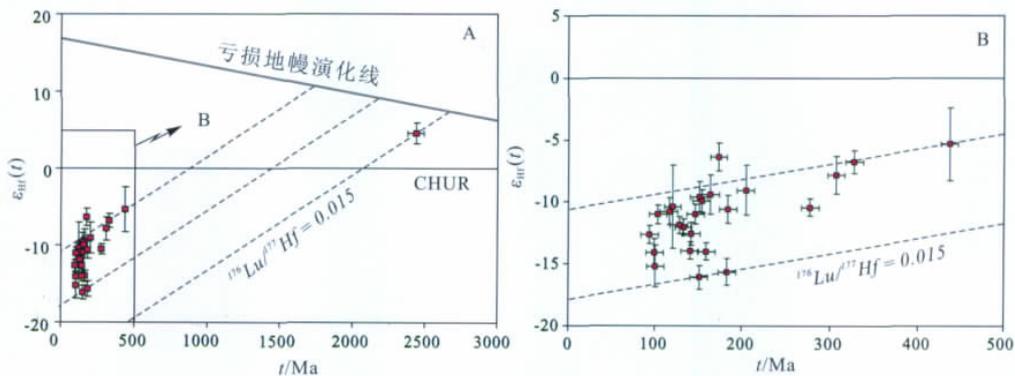


图 4 明溪麻粒岩包体锆石 ε_{Hf}(t) 值随年龄变化关系

Fig. 4 Diagram of Hf isotope evolution for zircons in the Mingxi granulite xenolith

3 矿物成分特征

本研究对明溪麻粒岩包体中的辉石、斜长石进行了详细的矿物成分分析, 由中科院广州地球化学研究所 JEOL JXA8100 型电子探针仪测定, 测试条件: 加速电压 15 kV、探针电流 20 nA、束斑直径 1

μm、大部分元素分析的峰计时 20 s (Na, K 分别为 7 s 和 8 s, Ti 为 40 s), ZAF 修正法。在实验过程中对不同矿物颗粒以及各矿物的不同部位进行多点分析(表 4), 结果表明样品中的辉石及长石的成分都相对均一。

表 4 明溪麻粒岩包体矿物电子探针成分
Table 4 EPMA results of minerals in the Mingxi granulite xenoliths

样品/矿物	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	总量	Mg [#]	Wo (An)	En (Ab)	Fs (Or)
MX07-1																
Cpx(12)	51.13	0.42	3.03	0.15	8.82	0.11	13.22	22.32	0.56	bd	0.01	99.77	0.73	46.9	38.6	14.5
Opx(10)	52.44	0.11	1.90	0.07	22.04	0.24	22.31	0.50	0.02	bd	0.01	99.65	0.64	1.0	63.7	35.3
Pl(9)	55.59	0.03	27.52	bd	0.07	bd	0.02	9.07	5.83	0.74	bd	98.88		44.2	51.4	4.3
MX07-2																
Opx(9)	51.58	0.07	1.67	0.01	25.30	0.48	19.80	0.52	0.02	0.01	0.01	99.46	0.58	1.1	57.6	41.3
Pl(8)	57.59	0.02	26.69	bd	0.11	0.02	0.01	7.22	6.73	1.08	0.01	99.48		34.9	58.9	6.2
MX07-3																
Opx(8)	51.38	0.11	2.48	0.04	25.45	0.31	19.81	0.55	0.01	0.01	0.01	100.16	0.58	1.2	57.4	41.4
Pl(9)	53.15	0.01	29.98	bd	0.13	0.01	0.01	11.10	4.84	0.56	0.01	99.80		54.1	42.7	3.2
MX07-4																
Opx(8)	50.99	0.13	2.80	0.01	25.20	0.41	19.60	0.57	0.03	bd	0.01	99.75	0.58	1.2	57.4	41.4
Pl(6)	55.03	0.06	28.22	0.01	0.15	0.01	0.01	9.13	5.78	0.71	0.01	99.14		44.6	51.2	4.2
MX07-5																
Opx(9)	50.25	0.07	4.22	0.02	24.38	0.50	19.71	0.19	0.03	0.01	0.01	99.38	0.59	0.4	58.8	40.8
Pl(9)	58.37	0.01	26.23	0.01	0.07	bd	0.01	6.98	6.80	1.24	0.01	99.73		33.6	59.3	7.1
MX09-1																
Opx(7)	51.16	0.15	2.32	0.02	24.42	0.31	20.18	0.50	0.04	0.01	0.01	99.11	0.60	1.1	58.9	40.0
Pl(7)	54.74	0.04	28.40	bd	0.10	0.01	0.01	9.40	5.77	0.60	0.01	99.07		45.7	50.8	3.5
MX09-2																
Cpx(7)	50.20	0.78	4.72	0.03	7.30	0.07	12.96	22.75	0.67	0.02	0.01	99.50	0.76	48.9	38.8	12.3
Opx(8)	52.73	0.10	2.82	0.02	18.72	0.21	24.27	0.45	0.03	0.01	0.02	99.38	0.70	0.9	69.2	29.9
Pl(9)	48.14	0.01	32.59	bd	0.13	0.01	0.01	14.59	2.75	0.12	0.01	98.35		74.1	25.2	0.7
MX09-4																
Cpx(8)	48.91	0.92	5.91	0.03	9.00	0.10	11.73	22.24	0.78	0.01	0.01	99.63	0.70	48.8	35.8	15.4
Opx(8)	51.93	0.09	3.46	0.02	21.98	0.24	22.13	0.58	0.04	0.01	0.02	100.51	0.64	1.2	63.4	35.4
Pl(7)	54.40	0.02	28.58	bd	0.11	0.01	0.01	9.99	5.29	0.53	0.01	98.96		49.5	47.4	3.1
MX09-5																
Opx(8)	51.81	0.05	2.42	0.03	24.23	0.34	20.58	0.39	0.03	0.01	0.01	99.91	0.60	0.8	59.7	39.5
Pl(6)	55.56	0.03	27.83	0.01	0.10	0.01	0.01	9.25	5.69	0.80	bd	99.27		45.2	50.2	4.6
MX09-6																
Cpx(7)	51.00	0.46	3.04	0.02	9.57	0.15	12.78	22.03	0.61	0.01	0.02	99.68	0.70	46.6	37.6	15.8
Opx(10)	51.90	0.10	1.98	0.02	23.31	0.33	20.81	0.52	0.05	0.01	0.01	99.04	0.61	1.1	60.7	38.2
Pl(7)	54.20	0.02	28.45	0.01	0.10	0.01	0.01	9.85	5.43	0.53	0.01	98.61		48.5	48.4	3.1

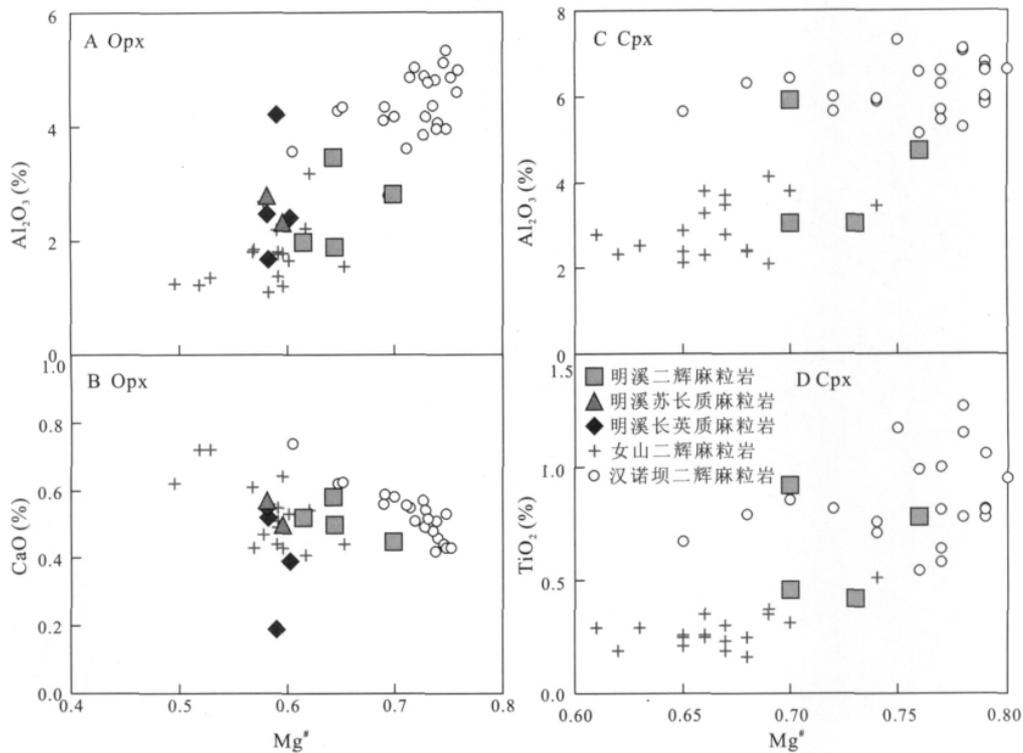
注: 括号内数字表示参加平均值统计的分析点数; bd 表示低于检测限

明溪麻粒岩包体的斜方辉石的 Mg[#] 指数为 0.58~0.70(表 4), 端元组成为 Wo_{0.4~1.2}En_{57.4~69.2}Fs_{28.1~41.4}(表 4), 均属于紫苏辉石; 二辉麻粒岩包体比长英质麻粒岩和苏长质麻粒岩包体的斜方辉石具有相对较高的 Mg[#](表 4、图 4)。斜方辉石的成因来源可根据其 MgO + FeO + Fe₂O₃ + 0.775Al₂O₃ 值进行判断, 即大于 44.304 为变质成因, 反之为岩浆成因^[27]; 明溪麻粒岩包体的斜方辉石该值为 45.2~47.4, 应属麻粒岩相变质作用产物。总体上, 明溪麻粒岩包体的斜方辉石成分介于女山和汉诺坝两地区麻粒岩包体的斜方辉石成分之间(图 4A、B)。明溪二辉麻粒岩包体中单斜辉石的 Mg[#] 指数为 0.70~0.76(表 4), 端元组成为 Wo_{46.6~48.9}En_{35.8~38.8}

Fs_{12.3~15.8}(表 4), 属于次透辉石, 其成分也介于女山和汉诺坝两地区麻粒岩包体的单斜辉石成分之间(图 4C、D)。明溪麻粒岩包体的斜长石成分变化非常大, 其中 An 分子含量为 33.6%~74.1%, Ab 分子含量为 25.2%~59.9%, Or 分子含量为 0.7%~7.1%(表 4), 属于中长石—培长石范围。

4 温压条件及明溪地区地温曲线重建

明溪长英质或苏长质麻粒岩包体均不含单斜辉石和石榴子石, 并无合适的压力计进行平衡压力计算; 目前基于 Opx 的单辉石温度计^[28,29] 主要依据地幔橄榄岩的实验数据获得, 所适用的温度范围相对较高^[28,29], 亦不适于明溪麻粒岩包体的平衡温度计



汉诺麻粒岩包体据文献[9],女山麻粒岩包体据文献[10]

图5 明溪麻粒岩包体辉石矿物成分变化

Fig. 5 Compositional variations of pyroxenes in the Mingxi granulite xenoliths

算。因此,无法准确获取明溪苏长质和长英质麻粒岩包体的平衡温度、压力。

明溪二辉麻粒岩包体的矿物组合以 Cpx+Opx+Pl 为主。基于二辉石(Cpx+Opx)矿物对的常用地质温度计有 Brey & Köhler^[28]、Wells^[30]和 Wood & Banno^[31]等,其中 Brey & Köhler^[28]二辉石温度计需要压力校正,而后两种方法不需要压力校正,因此应用最为广泛。总体上,根据 Wells^[30]和 Wood & Banno^[31]这两种方法得出的结果在误差范围内相似(表4);由于明溪麻粒岩包体的两类辉石 Mg[#]均低于 0.80(表4),而 Wood & Banno^[31]二辉石温度计主要适用于富镁体系,因此本文采用适用于较宽成分范围的 Wells^[30]二辉石温度计的计算结果(t_{Wells} ,表5)。Brey & Köhler^[28]二辉石温度计根据压力校正后所得的温度偏低约 100℃(表4),由于该方法建立于橄榄岩的高温体系(>900℃),也主要适用于高镁体系(Mg[#]>0.80^[28]),可能也不适于明溪麻粒岩包体的平衡温度计算。如果采用 Wells^[30]二辉石温度计的计算结果,明溪二辉麻粒岩包体的温度为 756~826℃,总体上低于女山麻粒岩包体(809~899℃^[10])和汉诺坝麻粒岩包体的平衡温度(850~950℃^[9])。

表5 明溪二辉麻粒岩包体的温度和压力计算结果

Table 5 p - t calculations for the Mingxi two-pyroxene granulite xenoliths

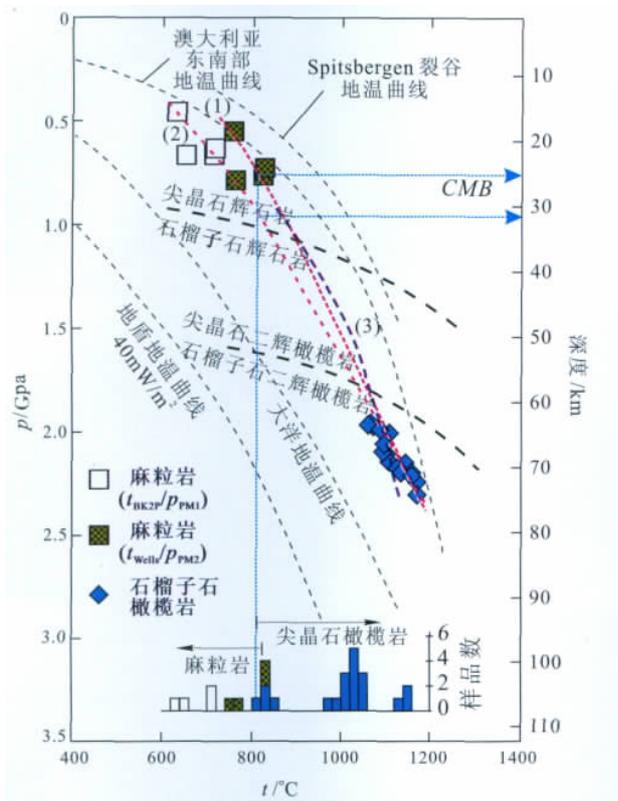
样品	t_{BK2P} /℃	p_{PM1} /GPa	t_{Wells} /℃	p_{PM2} /GPa	t_{WB2P} /℃	p_{PM3} /GPa
MX07-1	713	0.66	822	0.76	823	0.76
MX09-2	651	0.68	762	0.78	795	0.82
MX09-4	631	0.46	756	0.55	773	0.56
MX09-6	715	0.63	826	0.73	817	0.72

注: t_{BK2P} 、 t_{Wells} 、 t_{WB2P} 分别为文献[28]、[30]、[31]二辉石温度计, p_{PM1} 、 p_{PM2} 、 p_{PM3} 为文献[32]Cpx+Pl+Qz压力计分别按 t_{BK2P} 、 t_{Wells} 、 t_{WB2P} 计算的结果。

本文所研究的明溪二辉麻粒岩包体亦不含有石榴子石,但可以采用 McCarthy等^[32]的Cpx+Pl+Qz压力计进行平衡压力计算;该压力计适合于较大的成分及温度、压力范围,并能获得理想的结果^[10]。采用 Brey等^[28]二辉石温度计获得温度,由 McCarthy等^[32]压力计计算的明溪二辉麻粒岩包体的压力值为 0.46~0.68 GPa(表5)。由于 Brey等^[28]二辉石温度计获得的平衡温度偏低约 100℃,可能造成最终压力计算结果偏低。本文采用 Wells^[30]和 Wood等^[31]二辉石温度计的计算结果,由 McCarthy等^[32]压力计获得的明溪二辉麻粒岩包体的压力值分别为 0.55~0.78 GPa和 0.56~0.82 GPa,总体上低于女

山麻粒岩包体的平衡压力(0.62~0.95 GPa^[10])。

前人研究^[33]曾通过橄榄岩包体的平衡温度与压力计算结果建立了明溪地区上地幔地温曲线(图6)。据石榴石橄榄岩的平衡压力,该地温曲线的有效压力值为 $p > 1.9$ GPa;而浅部形态根据尖晶石二辉橄榄岩的平衡温度、压力计算结果限定。由于适用于尖晶石橄榄岩的 $Ol + Cpx$ 压力计^[28]常给出不合理的结果^[33],因此该地温曲线对浅部岩石圈缺乏足够制约,对其准确性难以判断。明溪麻粒岩包体的平衡温度、压力数据则可以制约该地区的浅部地温曲线,结合含石榴石橄榄岩包体的平衡温度、压力值可以建立起明溪地区的下地壳—上地幔地温曲线,其总体上低于澳大利亚东南部的地温曲线^[34],与 Spitsbergen 裂谷型地温曲线^[34]明显不同(图5)。



CMB: 岩石学壳-幔边界; 地温曲线(1)和(2)为浅部由二辉麻粒岩的温压结果(分别采用 $t_{wells} + p_{PM}$ 和 $t_{BK2P} + p_{PM}$ 温压计)建立, 地温曲线(3)为浅部由尖晶石二辉橄榄岩的温压结果建立^[33]; 石榴子石橄榄岩包体矿物成分资料据文献^[33], 重新采用 Brey^[28] 温度计和压力计计算结果; 尖晶石橄榄岩包体的矿物成分资料据文献^[33, 35] 及作者未发表资料, 采用 Wells^[30] 二辉石温度计计算结果; 澳大利亚东南部和 Spitsbergen 裂谷的地温曲线据文献^[34], 二辉橄榄岩的尖晶石相和石榴子石相界线据文献^[36], 辉石岩的尖晶石相和石榴子石相界线据文献^[37]

图6 明溪地区下地壳-上地幔地温曲线
Fig. 6 The Mingxi geotherm for the lower crust and the upper mantle

5 对华南中生代岩浆活动机制及壳—幔相互作用过程的启示意义

在华南东南沿海地区发现的基性麻粒岩包体通常被认为形成于中生代,与玄武质岩浆底侵作用过程密切相关^[12,13]。玄武质岩浆底侵作用的发生与拉伸构造背景密切相关,并往往伴随有大量的花岗质岩浆活动^[4]。据此,前人认为华南中生代时期基性岩浆的底侵作用造成了中、下地壳岩石的部分熔融,从而形成了大量的中生代花岗岩^[1,13]。本文所研究麻粒岩包体(MX07-1)的平衡温度和压力分别为 822°C 和 0.76 GPa(表5),应来自明溪地区新生代时期的下地壳深度范围,其锆石年代学结果和 Hf 同位素特征可以在一定程度上反映研究区的下地壳形成时代及其性质,因此将为检验上述华南中生代大规模花岗岩成因的模型提供重要参考依据。

根据麻粒岩包体样品 MX07-1 中的岩浆锆石的 U-Pb 年龄结果,表明华南内陆地区的下地壳曾经历了包括加里东期(437 ± 7 Ma)、海西期(311 ± 5 Ma)、燕山早期(204 ~ 142 Ma)和燕山晚期(142 ~ 93 Ma)的多期次岩浆活动过程,并以晚侏罗世—早白垩世初期的岩浆活动为主(图3B)。华南中生代岩浆岩在形成时代上归属于早中生代的印支期($T_1 \sim T_3$, 251 ~ 205 Ma)、晚中生代的燕山早期($J_2 \sim J_3$, 180 ~ 142 Ma)和燕山晚期($K_1 \sim K_2$, 142 ~ 66 Ma),其中晚白垩世(K_2 , 99 ~ 66 Ma)的岩浆岩在华南大陆甚少^[2](图3B)。因此,明溪地区的下地壳岩浆活动时代分布特点与华南中生代广泛分布的岩浆岩的形成时代^[2]总体相似(图3B),暗示了华南内陆地区下地壳可能也存在与华南中生代广泛岩浆活动相对应的岩浆底侵作用过程。

明溪地区尖晶石二辉橄榄岩包体的最低平衡温度约为 810°C,结合下地壳-上地幔地温曲线,对应的壳—幔边界深度约为 25 km(图6)。如果明溪地温曲线的浅部二辉麻粒岩包体采用 Brey & Köhler^[28] 二辉石温度计与 McCarthy & Patiño Douce^[32] 压力计的计算结果^[38],对应的壳—幔边界深度约为 31 km(图6),非常接近地震 Moho 面深度^[39]。由于 Brey & Köhler^[28] 二辉石温度计主要适用于高镁体系,因此本文认为重新采用 Wells^[30] 二辉石温度计与 McCarthy & Patiño Douce^[32] 压力计的计算结果所获得的壳—幔边界深度(约 25 km)更为可靠(图6)。所以,由岩石学所获得的明溪地区壳幔边界深度略浅于地震 Moho 面深度,可能存在约 6 km 厚的壳幔过渡带。汉诺坝地区具有较厚

的壳幔过渡带($\sim 10 \text{ km}^{[8]}$),而女山地区无明显的壳幔过渡带^[10];明溪二辉麻粒岩包体的辉石成分均介于汉诺坝与女山麻粒岩包体的辉石成分之间(图5),亦可推测明溪地区可能存在厚度介于两者之间的壳-幔过渡带,也符合于明溪地区出现明显较低平衡温度的尖晶石二辉橄榄岩包体的事实。强烈的岩浆底侵作用会形成厚的壳-幔过渡带^[40],如华北汉诺坝地区具有较厚的壳-幔过渡带指示了中生代期间强烈的玄武质岩浆底侵作用^[7,8,10]。因此明溪地区存在 $\sim 6 \text{ km}$ 厚的壳-幔过渡带暗示了华南内陆地区在中生代时期也存在岩浆底侵作用过程。

明溪地区的下地壳岩浆活动时代的高峰期为燕山早期的末期,明显早于麒麟辉长质麻粒岩的矿物-全岩 Sm-Nd 等时线年龄($112 \pm 18 \text{ Ma}$)^[12]。如果两者都代表了华南地区发生岩浆底侵作用即壳-幔相互作用的主要时代,则它们在构造位置上的差异可能是造成时代上不同的主要原因:明溪地区相对位于华南内陆地区,而粤东普宁麒麟则位于沿海地区,符合于华南中生代岩浆活动时空分布特点,即内陆的明溪地区主要出露燕山早期的花岗岩,而沿海的麒麟地区主要出露燕山晚期的花岗岩^[41]。同时,明溪地区在燕山晚期(尤其晚白垩世)的下地壳岩浆活动明显减弱(图3B),也符合上述华南中生代岩浆活动的时空分布特点。因此,明溪麻粒岩包体的岩浆锆石年龄特征与华南中生代岩浆岩形成时代总体相似。

明溪麻粒岩包体的中生代岩浆锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值普遍较低(图4),结合存在古元古代残留锆石以及具有加里东期和海西期岩浆活动的特点,表明其下地壳组成以再循环地壳物质为主。按照平均地壳 Hf 同位素演化线($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$),明溪中生代锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值甚至低于海西期和加里东期的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(图4),这似乎与岩浆底侵作用过程相悖,因为大量中生代幔源岩浆的加入应该导致其锆石 Hf 同位素组成的明显升高。但是,明溪麻粒岩包体中的燕山期锆石具有明显较宽范围的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值($-16.1 \sim -6.3$;图4),暗示了其下地壳岩浆活动过程中确实存在多源区组分的参与。由于明溪地区地震 Moho 面深度约为 $31 \text{ km}^{[39]}$,而所研究的麻粒岩包体的来源深度较浅($\sim 25 \text{ km}$),因此其物质成分可能主要继承自古老基底物质,而受新生玄武质岩浆的物质影响相对较小。

综上所述,明溪新生代玄武岩中的麻粒岩包体的锆石 U-Pb 年代学、Hf 同位素特征以及岩石圈结构特征均表明华南内陆地区亦存在中生代岩浆底侵

作用的信息,可能是华南中生代出现广泛长英质岩浆活动的重要原因。

参考文献 (References):

- [1] Zhou X M, Li W X. Origin of Late Mesozoic igneous rocks of southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magma[J]. *Tectonophysics*, 2000, 326: 269—287.
- [2] Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S, Niu Y L. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution[J]. *Episodes*, 2006, 29: 26—33.
- [3] Furlong K P, Fountain D M. Continental crustal underplating: thermal considerations and seismic-petrological consequences [J]. *J. Geophys. Res.*, 1986, 91(B8): 8285—8294.
- [4] Rudnick R L. Nd and Sr isotopic compositions of lower crustal xenoliths from North Queensland, Australia: Implications for Nd model ages and crustal growth processes[J]. *Chem. Geol.*, 1990, 83: 195—208.
- [5] Rudnick R L. Xenoliths—samples of the lower continental crust [A]. Fountain D M, Arculus R, Kay R W. *Continental Lower Crust* [C]. Amsterdam: Elsevier, 1992: 269—316.
- [6] Zhou X M, Yu J H, Xu X S. Discovery and significance of granulite xenoliths in the Nushan basalt, East China[J]. *Chinese Sci. Bull.*, 1992, 37: 1730—1734.
- [7] Fan Q C, Liu R X, Li H M, Sui J L, Lin Z R. Zircon chronology and REE geochemistry of granulite xenoliths at Hannuoba [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 1998, 43: 1510—1515.
- [8] Chen S H, O'Reilly S Y, Zhou X H, Griffin W L, Zhang G H, Sun M, Feng J L, Zhang M. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino—Korean Craton, China: Evidence from xenolith[J]. *Lithos*, 2001, 56: 267—301.
- [9] Liu Y S, Gao S, Jin S Y, Hu S H, Zhao Z B, Feng J L. Geochemistry of lower crustal xenoliths from Neogene Hannuoba basalt, north China Craton: Implication for petrogenesis and lower crustal composition[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, 65: 2589—2604.
- [10] Huang X L, Xu Y G, Liu D Y. Geochronology, petrology and geochemistry of the granulite xenoliths from Nushan, east China: Implication for a heterogeneous lower crust beneath the Sino—Korean craton[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2004, 68: 127—149.
- [11] Ying J F, Zhang H F, Tang Y J. Lower crustal xenoliths from Junan, Shandong province and their bearing on the nature of the lower crust beneath the North China Craton[J]. *Lithos*, 2010 119: 363—376.
- [12] 徐夕生, 周新民, O'Reilly S Y, 唐红峰. 中国东南部下地壳物质与花岗岩成因探索[J]. *岩石学报*, 1999, 15: 217—223.
- [13] 于津海, 赵蕾, 徐夕生. 中国东南新生代玄武岩中麻粒岩相捕虏体的新发现及其意义[J]. *高校地质学报*, 2002, 8:

- 280—292.
- [14] Yu J H, Fang Z, Zhou X M, Lai M Y, Xu X S, Zhou X M. Garnet granulite facies xenoliths from Yingfengling Cenozoic basalt in Leizhou, Guangdong Province [J]. Chinese Sci. Bull., 1998, 43: 2013—2018.
- [15] Yu J H, O'Reilly S Y, Griffin W L, Xu X S, Zhang M, Zhou X M. The thermal state and composition of lithospheric mantle beneath Leizhou Peninsula, south China [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2003, 122: 165—189.
- [16] 刘若新, 陈文寄, 孙建中, 李大明. 中国新生代火山岩的 K-Ar 年代与构造环境 [A]. 刘若新. 中国新生代火山岩年代学与地球化学 [C]. 北京: 地震出版社, 1992: 1—43.
- [17] 孙伟汉, 赖志敏. 福建省新生代火山岩岩石化学特征及与构造地质关系的讨论 [J]. 地球化学, 1980, 9(2): 134—147.
- [18] 张俊成, 卢清地. 福建新生代玄武岩的特征、起源及其成因探讨 [J]. 福建地质, 1997, 16(1): 1—9.
- [19] 陈道公, 张剑波. 福建龙海明溪两区玄武质火山岩钾-氩年龄和 Nd, Sr, Pb 同位素 [J]. 岩石学报, 1992, 8(4): 326—331.
- [20] Li X H, Liu Y, Li Q L, Guo C H, Chamberlain K R. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multi-collector SIMS without external standardization [J]. Geochim. Geophys. Geosyst. 2009, 10, Q04010, doi:10.1029/2009GC002400.
- [21] Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, Griffin W L, Meier M, Oberli F, Vonquadt A, Roddick J C, Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses [J]. Geostandards Newsl., 1995, 19: 1—23.
- [22] Ludwig K R. Isopot: A geochronological toolkit for Microsoft Excel [D]. Berkeley Geochronology Centre Special Publication No. 4, 2003.
- [23] Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, Yang J H, Xu P. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U - Pb geochronology [J]. Chem. Geol., 2006, 234: 105—126.
- [24] Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, Isachsen C E. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 2004, 219: 311—324.
- [25] Bouvier A, Vervoort J D, Patchett P J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 2008, 273: 48—57.
- [26] Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, Jackson S E, O'Reilly S Y, van Acherberg E, Shee S R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 2000, 64: 133—147.
- [27] Bhattacharyya C. An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes [J]. American Mineralogist, 1971, 56: 499—506.
- [28] Brey G P, Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers [J]. J. Petrol., 1990, 31: 1353—1378.
- [29] Witt-Eickchen G, Seck H A. Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: An improved version of an empirical geothermometer [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1991, 106: 431—439.
- [30] Wells P R A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1977, 62: 129—139.
- [31] Wood B J, Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1973, 46: 1—15.
- [32] McCarthy T C, Patiño Douce A E. Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAn) geobarometer [J]. Journal of Metamorphic Geology, 1998, 16: 675—686.
- [33] 林传勇, 史兰斌, 陈孝德, 韩秀玲. 福建明溪上地幔热结构及流变学特征 [J]. 地质论评, 1999, 45: 352—360.
- [34] O'Reilly S Y, Griffin W L. A xenoliths-derived geotherm for southeastern Australia and its geological implications [J]. Tectonophysics, 1985, 111: 41—63.
- [35] Qi Q, Taylor L A, Zhou X M. Petrology and geochemistry of mantle peridotite xenoliths from SE China [J]. J. Petrol., 1995, 36: 55—79.
- [36] O'Neill H S C. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1981, 77: 185—194.
- [37] Herzberg C. Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phases relations involving clinopyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, 42: 945—957.
- [38] Huang X L, Xu Y G. Thermal state and structure of the lithosphere beneath eastern China: A synthesis on basalt-borne xenoliths [J]. Journal of Earth Science, 2010, 21(5): 711—730.
- [39] 王培宗, 陈耀安, 曹宝庭, 潘金滇, 王长炎. 福建省地壳-上地幔结构及深部构造背景的研究 [J]. 福建地质, 1993, 12: 79—158.
- [40] O'Reilly S Y, Griffin W L. 4-D Lithosphere Mapping: Methodology and Examples [J]. Tectonophysics, 1996, 262: 3—18.
- [41] 孙涛. 新编华南花岗岩分布图及其说明 [J]. 地质通报, 2006, 25(3): 332—335.