

doi:10.3799/dqkx.2017.80

扬子克拉通北缘新元古代 A 型花岗岩的发现及大地构造意义

曹正琦^{1,2}, 蔡逸涛^{3*}, 曾佐勋¹, 胡正祥², 陈 静¹, 蒋幸福⁴, 孙政权¹, 吴 波², 刘成新², 郭 盼²

1. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074
2. 湖北省地质调查院, 湖北武汉 430034
3. 中国地质调查局南京地质调查中心, 江苏南京 210026
4. 东华理工大学地球科学学院, 江西南昌 330013

摘要: 对大磊山片麻状花岗岩的研究可以为新元古代罗迪尼亚超大陆在扬子克拉通北缘裂解提供约束。在详细野外地质调查和岩相学工作基础上, 对该片麻状花岗岩进行了系统的锆石 U-Pb 定年、全岩地球化学和锆石原位 Lu-Hf 同位素分析, 研究发现, 这些片麻状花岗岩富硅($\text{SiO}_2 = 73.18\% \sim 77.40\%$)、碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.07\% \sim 8.70\%$)、贫铝($\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.11\% \sim 13.92\%$)和镁($\text{MgO} = 0.10\% \sim 0.34\%$), 富集 LILE、Ga、Rb、Th、Zr 和 Hf 元素具明显正异常, Nb、Sr、P、Ti 等元素具明显负异常, 表现出后造山 A 型花岗岩(A_2 型)的特征。这些花岗岩中, 锆石均具典型的震荡环带, Th/U 比值均大于 0.5, 为岩浆成因; 两个样品的 LA-ICP-MS(laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry) 锆石的谐和分别是: 801.3 ± 3.0 Ma (MSWD = 0.62, $n = 21$) 和 796.1 ± 6.3 Ma (MSWD = 1.70, $n = 15$), 其中一个样品继承锆石谐和年龄为 845.0 ± 12.0 Ma (MSWD = 1.30, $n = 6$), 表示他们是新元古代岩浆结晶产物。锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化于 $-7.5 \sim +8.0$, 正 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值对应的亏损地幔单阶段模式年龄(t_{DM1}) 为 $1242 \sim 1059$ Ma, 负 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值对应的地壳两阶段模式年龄(t_{DM2}) 为 $1636 \sim 1981$ Ma, 显示该地区存在的最古老物质是古元古代(老至 1981 Ma)。这些数据结果表明形成大磊山 A 型花岗岩的初始物质主要为元古代古老地壳物质, 暗示该岩浆源自于壳幔混合作用, 幔源端元可能源自于伸展拉张背景下地幔岩浆上涌。结合区域研究成果认为, 该 A 型花岗岩的形成与罗迪尼亚超大陆聚合后—裂解中的陆缘弧后拉张环境所引起的深部古元古代地壳拉张垮塌有关。

关键词: 扬子克拉通北缘; 大磊山地区; A 型花岗岩; 锆石 U-Pb 定年; Lu-Hf 同位素; 岩石学。

中图分类号: P548 文章编号: 1000-2383(2017)06-0957-17 收稿日期: 2016-12-10

Discovery of Neoproterozoic A-Type Granite in Northern Yangtze Craton and Its Tectonic Significance

Cao Zhengqi^{1,2}, Cai Yitao^{3*}, Zeng Zuoxun¹, Hu Zhengxiang², Chen Jing¹, Jiang Xingfu⁴, Sun Zhengquan¹, Wu Bo², Liu Chengxin², Guo Pan²

1. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
2. Hubei Institute of Geological Survey, Wuhan 430034, China
3. Nanjing Geological Survey Center, China Geological Survey, Nanjing 210016, China
4. College of Earth Sciences, East China Institute of Technology, Nanchang 330013, China

Abstract: Researches on the Daleishan gneissic granites can constrain Neoproterozoic Rodinia supercontinent breakup in the northern margin of Yangtze craton. In this paper, zircon U-Pb dating, in-situ Lu-Hf isotope and whole-rock geochemical compositions analyses are presented for the Daleishan gneissic granites in the northern margin of the Yangtze craton. The results show that the Daleishan gneissic granites have high contents of SiO_2 ($73.18\% \sim 77.40\%$) and alkali ($8.07\% \sim 8.70\%$), but low contents of Al_2O_3 ($12.11\% \sim 13.92\%$) and MgO ($0.10\% \sim 0.34\%$), and display enrichment in Ga, Rb, Th, Zr, Hf but deple-

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(No.41230206-1); 国家自然科学基金青年基金项目(No.41402075); 中国地质调查局项目“大悟等 4 幅 1:5 万区域地质矿产调查”(No.12120114048301)。

作者简介: 曹正琦(1980—), 男, 工程师, 博士, 主要从事区域构造方面研究。ORCID:0000-0003-0809-1034. E-mail: 27549167@qq.com
*** 通讯作者:** 蔡逸涛, E-mail: cytnj@foxmail.com

引用格式: 曹正琦, 蔡逸涛, 曾佐勋, 等, 2017. 扬子克拉通北缘新元古代 A 型花岗岩的发现及大地构造意义. 地球科学, 42(6): 957—973.

tion in Nb, Sr, P, Ti, which indicates the post-orogenic A-type affinity. Zircons selected from two Daleishan gneissic granitic samples show typical oscillatory zone structure with high ratios of Th/U (greater than 0.5), exhibiting the magmatic zircon genesis. LA-ICP-MS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry) zircon U-Pb data from the two samples yield Neoproterozoic crystallization ages of 801.3 ± 3.0 Ma (MSWD=0.62) and 796.1 ± 6.3 Ma (MSWD=1.70), respectively, which are interpreted to represent the intrusion time. In-situ Hf isotopic compositions show that the two gneissic granitic samples have wide range of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values that are indicative of a heterogeneity property. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of these zircon ranges from -7.5 to $+8.0$, with the positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values, coinciding with the single phase model age (t_{DM1}) of the depleted mantle of ($1\,242-1\,059$ Ma), and the negative $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values coinciding with two-phase model age (t_{DM2}) of the crustal of ($1\,636-1\,981$ Ma), suggesting that the oldest existing material in the region belongs to Paleoproterozoic (as old as $1\,981$ Ma). These data show that the source materials of the Daleishan A-type granites were usually derived from Palaeoproterozoic ancient crust. The magmatic source of the granites was originated from the crust-mantle migmatization, and the mantle composition could have been generated from the upwelling of the mantle magma in the extensional background. Combining with the pre-existing regional publications, it is proposed that the Daleishan A-type granite was formed at the crustal extensional background in the continental back-arc setting associated with the assembly-break up process of the Rodinia supercontinent.

Key words: northern margin of Yangtze craton; Neoproterozoic; A-type granite; zircon U-Pb dating; Lu-Hf isotopic composition; petrology.

0 引言

扬子克拉通是中国东部最大的具有前寒武纪结晶基底的克拉通块体之一,其周缘地区出露大量的新元古代岩浆侵入岩,该期侵入岩以花岗岩类为主,含少量的基性—超基性岩(李献华等,2001;郑永飞,2003;Xu *et al.*,2009;Peng *et al.*,2012;张玉芝等,2015;Jiang *et al.*,2016;彭松柏等,2016a,2016b)。自早期晋宁运动之后,相较于稳定的克拉通东南缘,扬子北缘一直处于活动大陆边缘构造背景(牛宝贵等,1994;杨巍然等,1999;张金阳等,2007;Zhao *et al.*,2008,2009;张思敏等,2014),且存在与罗迪尼亚超大陆裂解事件相适应的由挤压构造到伸展构造体制转换的过程(王梦玺等,2012),但由于未找到直接反映该过程的证据,导致该地区的构造动力学背景和机制认识还较为薄弱;新元古代 A_2 型花岗岩的发现,为罗迪尼亚超大陆在扬子北缘的构造体制转换提供了关键证据。

A 型花岗岩是指碱性、贫水和非造山的花岗岩(Loiselle and Wones,1979),形成于低压条件下的部分熔融作用,反映地壳伸展减薄构造背景(王德滋等,1995;张旗等,2012),是陆壳伸展拉张环境的重要判别标志之一。本文以野外地质调查为基础,对扬子北缘大悟地区的大磊山片麻状花岗岩进行岩相学、岩石地球化学、LA-ICP-MS(laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry)锆石 U-Pb 定年以及原位微区 Lu-Hf 同位素示踪方法分析,该花岗岩具富硅、碱、钾,贫钙,低镁等地球化学

特征,铕负异常明显,Zr 含量约为 $(126.0 \sim 139.0) \times 10^{-6}$, $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al} = 2.66 \sim 2.98$, $\text{Y}/\text{Nb} = 1.29 \sim 2.74$,为典型的后造山 A 型花岗岩,是罗迪尼亚超大陆裂解过程中地幔岩浆和中元古代古老地壳共同作用的产物,记录了扬子克拉通北缘新元古代时期(~ 800 Ma)挤压作用向伸展作用转换的过程。

1 区域地质背景及岩石学特征

大悟地区大磊山片麻状花岗岩位于扬子克拉通北缘(图 1a),研究区南为襄樊—广济断裂,北为桐柏—商城断裂,西为大悟断裂(图 1b),岩体南起吴家湾,北至大悟县城关,西起余家河,东至段家畈,面积约 372 km^2 ,局部可见基性岩包体(图 2 和图 3b),上覆地层为红安群的大理岩、白云钠长片岩、白云钠长片麻岩等岩性,两者之间呈不整合接触关系(图 2b 和 3a)。大磊山片麻状花岗岩体长轴近 SN 向,略为偏东,长 17 km ;短轴近 EW 向,长 12 km ,围岩地层产状明显具有向北、向东、向南倾斜,部分向西倾斜,倾角为 $20^\circ \sim 45^\circ$ 的特征。此外,岩体西翼受环水断裂的影响,局部形成次级向斜、倒转向斜和背斜(图 2a)。大磊山岩体主要由细粒片麻状花岗岩和中粗粒片麻状花岗岩组成,两者之间接触类型为过渡型,后期遭受燕山期构造活动改造。

大磊山中粗粒片麻状花岗岩手标本呈浅肉红色,具中粗粒结构,弱片麻状构造、块状构造,矿物定向排列特征明显(图 3d),岩石由钾长石($50\% \sim 55\%$)、斜长石($15\% \sim 20\%$)、石英($25\% \sim 30\%$)、黑

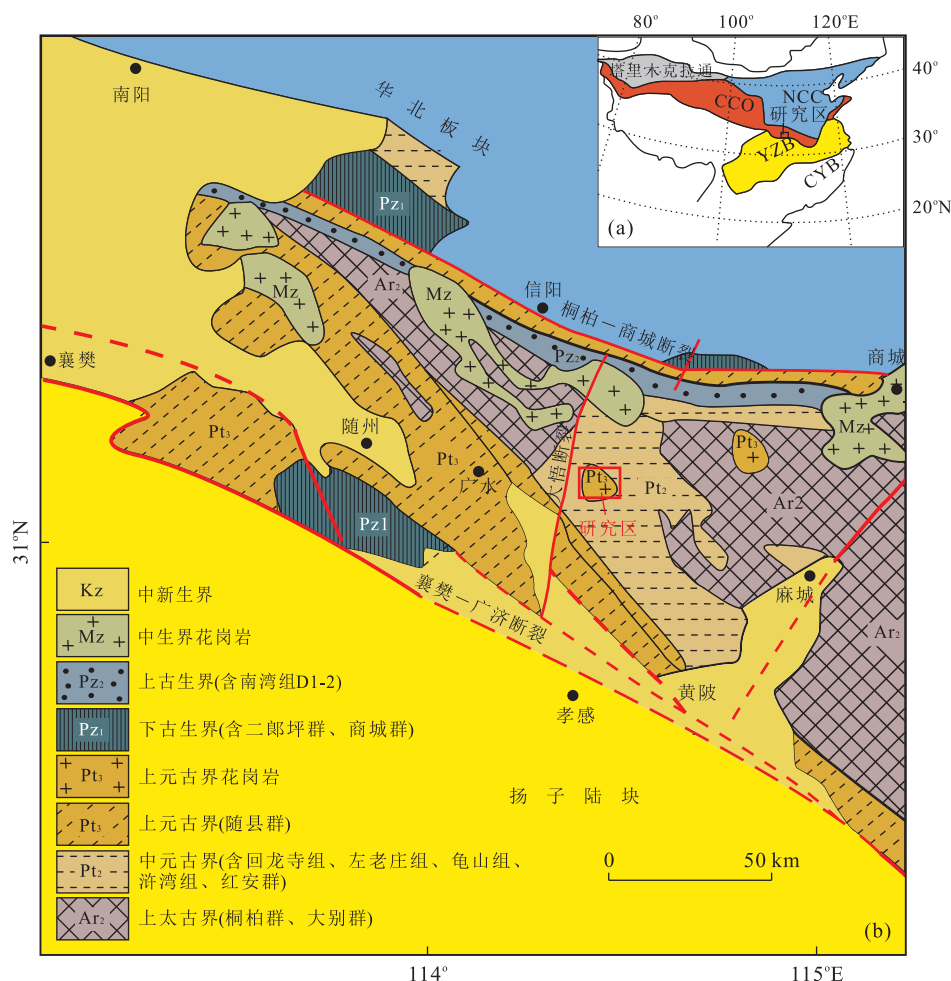


图 1 扬子克拉通北缘大地构造简图(a)和研究区大地构造格架(b)

Fig.1 Simplified tectonic map of the northern Yangtze craton (a) and tectonic framework of the research area (b)
图 a 中 CYB.华夏陆块, YZB.扬子陆块, COO.中央造山带, NCC.华北克拉通; a.据杨巍然等(2000); b.据 Yang *et al.*(2000)和 Xu *et al.*(2009)

云母(5%~10%)及少量磷灰石(<1%)、褐铁矿(<1%)等矿物组成(图 3e,3f).钾长石多为板片状、他形粒状,以微斜长石发育格子双晶主,也有部分条纹状双晶的条纹长石,粒径变化大,从 2~7 mm 不等;斜长石不规则板片状—他形粒状,灰白色,以更钠长石为主,可见紧密聚片双晶,粒径 2~6 mm;黑云母呈片状—条片状,呈集合体沿片麻理分布;长英质矿物与云母呈层分布,形成弱片麻状构造。

细粒片麻状花岗岩手标本风化面呈灰白色,新鲜面为浅肉红色,具细粒结构,弱片麻状构造、块状构造(图 3b),岩石成分钾长石(55%)、斜长石(15%)、石英(20%)、黑云母(5%)及少量磷灰石、黄铁矿、褐铁矿(5%)等矿物组成(图 3e 和 3f).钾长石以微斜长石,条纹长石为主,可见格子双晶或条纹状双晶,粒径变化为 0.2~1.0 mm,斜长石以更钠长石为主,粒径变化为 0.2~0.8 mm,石英与长石伴生,粒径变化为 0.2~0.5 mm;黑云母呈片状、条片状,

多以岩石片麻理面集中分布;黄铁矿呈他形一半自形晶粒状,多以集合体状分布。

2 分析方法

2.1 主量和微量元素分析

全岩主量元素、微量元素、稀土元素分析在国土资源部武汉矿产资源监督检测中心(湖北省地质实验所)完成,主量元素分析利用 X 射线荧光光谱分析熔铸玻璃片法,分析仪器为 XRF-1500(X-ray fluorescence),分析精度为 1%.微量元素、稀土元素由 FinningMAT 公司生产的激光剥蚀—电感耦合等离子质谱仪(Inductively coupled plasma mass spectrometer, ICP-MS)测定,分析精度高于 5%,部分过渡元素(如 V)分析精度介于 5%~10%,用于 ICP-MS 分析样品流程如下:(1)取粉碎至 200 目以下的

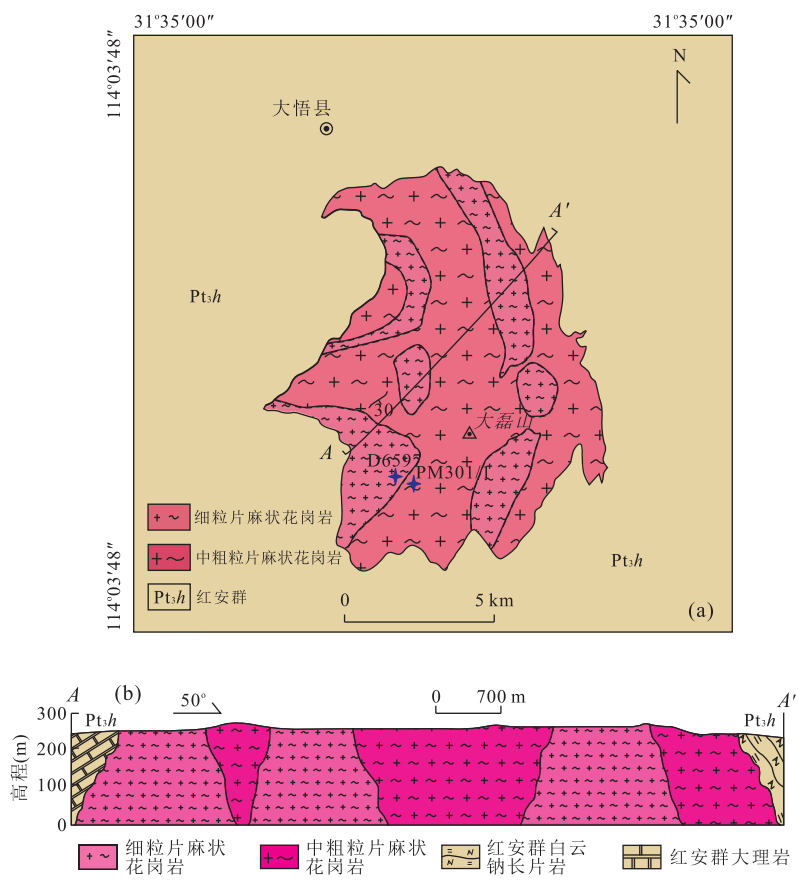


图 2 研究区地质简图及年代学样品位置(a)和花岗岩地层剖面(b)

Fig.2 Geological map of the research area and geochronological sample location (a) and geological profile of the granite stratigraphy (b)

样品粉末放入 90 ℃烘箱中 4 h,取粉末 50 mg 放入 Teflon 溶样器中;(2)采用 Teflon 溶样弹中加入 HF+HNO₃ 混合酸,在 195 ℃条件下消解 48 h;(3)溶解好的样液在 120 ℃条件下蒸干除 Si 后,样品用 2%的 HNO₃ 稀释 2 000 倍,定容于干净的聚酯瓶。分析操作流程采用(Qi *et al.*,2000)。

2.2 锆石 U-Pb 定年分析方法

片麻状花岗岩样品(重量>20 kg)的锆石挑选工作在河北省廊坊市河北地勘局物化探区域地质调查研究所岩矿实验室完成,经抛光和喷碳后,在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室用 Gatan 公司生产的 MonoCL4+阴极荧光光谱仪(cathodoluminescence)进行阴极发光照相,该仪器装载在美国生产的 Quanta 400 FEG 场发射扫描电镜之上,所获得的阴极发光图像用于分析锆石内部结构,如锆石形态、结构,有无环带等;选取锆石微区年代学的合适位置,分析锆石的类型和成因。

同位素锆石 U-Pb 测试在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室,利用安捷伦公司生产型号为:Agilent7500a 的激光剥蚀—电感耦合等

离子体质谱仪进行微区同位素测试,同位素外标样 U-Pb 为国际锆石标准 91500,元素溶度计算采用 NIST610 作外标,实验中采用 He 作为剥蚀物质载气,激光束斑为 30 μm.具体操作流程,测试方法和原理见文献(Liu *et al.*,2009),利用软件 Isoplot/Ex-ver3 进行锆石样品 U-Pb 年龄谐和图和年龄权重平均计算(Ludwig *et al.*,2003)。

2.3 锆石 Lu-Hf 同位素分析

锆石 Lu-Hf 同位素测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室,激光系统同上,实验过程中采用 He 作为剥蚀物质载气,剥蚀直径40 μm,脉冲频率 6 Hz,测定时使用锆石国际标样(GJ-1)作为参考物质,分析点与锆石 U-Pb 定年点位置大部分重合.相关仪器运行条件及详细分析流程见 Liu *et al.*(2008,2010)。

3 地球化学特征

本文选取了 8 个新鲜的片麻状花岗岩样品(编号为 D3034/1、D2114/1、D3155/1、D4213/1、

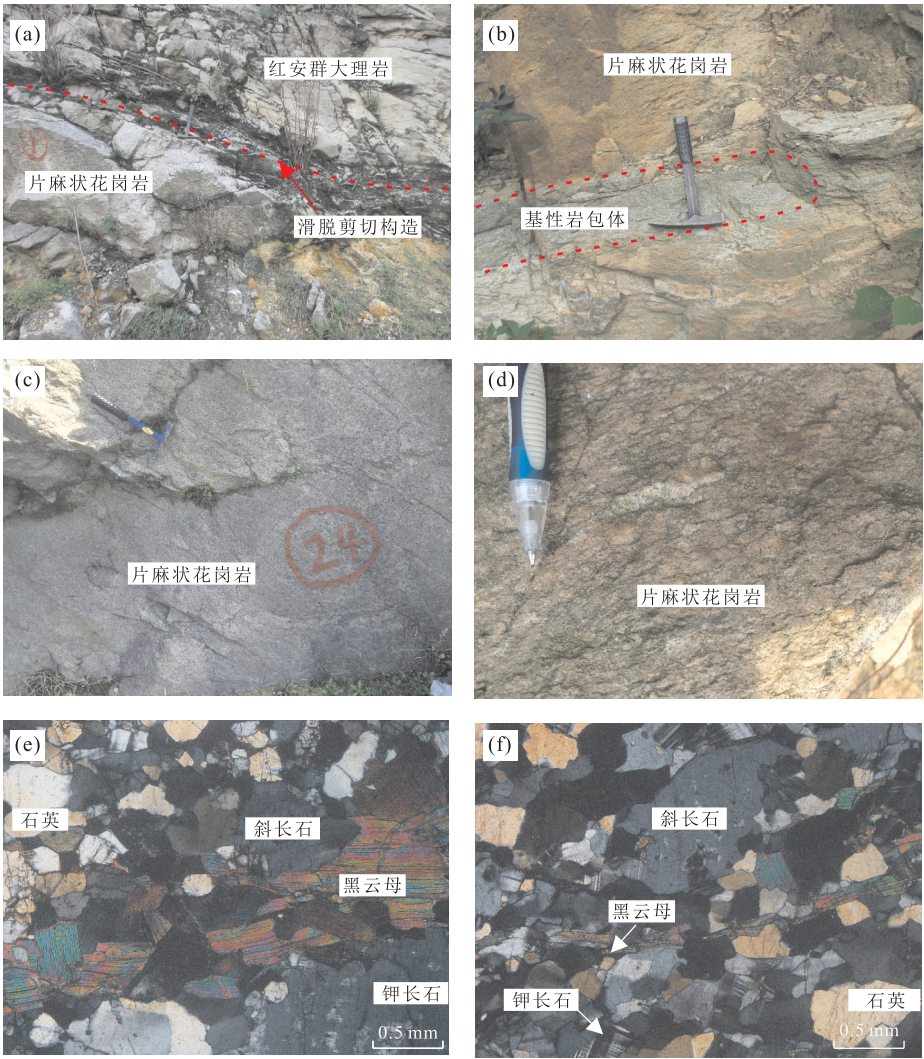


图 3 大磊山片麻状花岗岩样品野外特征及镜下照片
Fig.3 Field and microscopic photos of the Daleishan gneissic granite

D3016/1、D6597/1、D3155/1、D3006/1) 用于全岩主、微量元素的测试分析,样品岩性及分析结果见表 1.片麻状花岗岩样品的全岩地球化学结果显示其烧失量基本都小于 1,且微量元素蛛网图中大离子亲石元素值具有一致性,同时野外岩石未见明显的蚀变现象(图 4 和图 5).因此蚀变作用对大磊山片麻状花岗岩的地球化学分析结果影响较弱,本文的地球化学测试分析数据能反映该花岗岩的成岩过程、源区性质和构造背景.

3.1 主量元素特征

5 个中粗粒片麻状花岗岩样品的 SiO₂ 含量范围为 73.18%~76.20% (平均值为 74.80%),MgO=0.21%~0.34%,FeO^T=1.17%~2.30%,CaO=0.13%~0.68% (均小于 1.80%),Al₂O₃=12.70%~13.92%,K₂O=4.14%~4.78%,Na₂O=3.49%~

4.28%, Na₂O + K₂O = 8.07%~ 8.41%, K₂O/Na₂O=1.00~1.37,表明该岩石样品相对富钾,Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO)=1.11~1.32,只有一个比值为 1.00,说明样品属于铝过饱和岩石;3 个细粒片麻状花岗岩样品的 SiO₂ 含量范围为 76.34%~77.40% (平均值为 76.85%),MgO=0.10%~0.19%,FeO^T=0.85%~1.25%,CaO=0.08%~0.21%,Al₂O₃=12.11%~12.35%,K₂O=4.77%~5.84%,Na₂O=2.77%~3.63%,Na₂O + K₂O=8.40%~8.70%,K₂O/Na₂O=1.31~2.11,表明该岩石样品相对富钾,Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO)=1.37~1.58,表明样品为铝过饱和岩石.

在图 4a 中,8 个片麻状花岗岩样品均落于花岗岩区域,且位于 Ir-Irvine 分界线下,表现为亚碱性岩石类型特征.图 4b 中结果显示 5 个中粗粒片麻状

表 1 大磊山岩体片麻状花岗岩主量(%)及微量元素(10^{-6})分析结果

Table 1 Major (%) and trace element (10^{-6}) compositions of the Daleishan gneissic granite

岩性样号	中粗粒片麻状花岗岩					细粒片麻状花岗岩		
	D3034/1	D2114/1	D3155/1	D4213/1	D3016/1	D6597/1	D3155/1	D3006/1
SiO ₂	75.59	74.55	76.20	74.70	73.18	77.40	76.34	76.79
TiO ₂	0.16	0.11	0.19	0.21	0.26	0.10	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	13.06	13.92	12.70	13.50	13.83	12.11	12.35	12.26
Fe ₂ O ₃	0.89	1.24	1.02	1.07	1.80	0.39	0.41	0.73
FeO	0.37	0.25	0.32	0.58	0.68	0.67	0.49	0.59
FeO ^T	1.17	1.37	1.24	1.54	2.30	1.02	0.85	1.25
MnO	0.06	0.02	0.03	0.04	0.11	0.02	<0.01	0.02
MgO	0.21	0.25	0.31	0.34	0.31	0.19	0.10	0.15
CaO	0.60	0.13	0.19	0.64	0.68	0.10	0.21	0.08
Na ₂ O	3.50	4.28	3.49	3.92	3.89	2.77	3.33	3.63
K ₂ O	4.69	4.14	4.78	4.24	4.19	5.84	5.37	4.77
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.01	0.01	<0.01
LOI	0.64	0.90	0.58	0.57	0.80	0.35	0.71	0.52
Rb	184.40	188.10	180.54	147.00	107.64	197.59	229.00	188.50
Ba	421.55	419.80	233.65	1164.35	761.70	179.13	179.13	268.69
Th	18.51	20.34	26.94	12.85	8.50	24.00	24.50	26.60
U	1.94	2.09	1.73	1.60	1.42	5.45	2.85	4.88
Nb	19.03	12.32	20.87	12.30	18.12	15.80	20.90	19.60
Sr	50.89	40.78	28.14	89.60	64.51	18.80	25.60	34.20
Nd	31.50	15.52	28.07	32.70	56.47	33.60	49.20	18.30
Zr	128.00	160.50	131.50	179.00	300.20	119.00	139.00	126.00
Hf	3.42	4.59	5.06	4.80	9.43	4.70	5.60	5.20
Yb	4.17	3.30	4.05	2.89	4.52	2.94	5.74	5.00
Lu	0.67	0.55	0.62	0.42	0.70	0.51	0.85	0.77
Y	36.20	30.41	30.68	23.50	49.56	20.40	60.30	39.80
La	38.95	21.99	43.14	43.20	66.11	28.60	58.10	20.90
Ce	82.05	38.44	100.30	91.00	92.46	80.60	93.00	33.80
Pr	8.69	4.44	8.47	8.89	14.74	10.80	13.75	5.15
Nd	31.5	15.52	28.07	32.70	56.47	33.60	49.20	18.30
Sm	5.98	3.23	4.90	5.79	10.44	6.62	10.40	4.09
Eu	0.57	0.45	0.52	0.92	1.26	0.35	0.59	0.24
Gd	5.38	3.36	4.50	4.60	9.34	3.79	9.70	3.88
Tb	1.01	0.73	0.80	0.72	1.57	0.59	1.64	0.73
Dy	6.13	4.79	4.75	4.26	8.41	3.71	9.91	5.33
Ho	1.31	1.02	1.08	0.92	1.79	0.78	1.98	1.28
Er	3.93	3.01	3.37	2.53	4.83	2.32	5.56	4.09
Tm	0.64	0.50	0.61	0.41	0.74	0.39	0.88	0.70
Yb	4.17	3.30	4.05	2.89	4.52	2.94	5.74	5.00
Lu	0.67	0.55	0.62	0.42	0.70	0.51	0.85	0.77
ΣREE	191.00	101.32	205.18	199.25	273.40	175.60	261.30	104.26
LREE/HREE	7.21	4.87	9.37	10.90	7.57	10.68	6.21	3.79
La _N /Yb _N	6.70	4.78	7.63	10.72	10.48	6.98	7.26	3.00
δEu	0.30	0.41	0.33	0.53	0.38	0.20	0.18	0.18

花岗岩样品值落于高钾钙碱性系列区域,3 个细粒片麻状花岗岩靠近钾玄岩系列与高钾钙碱性系列界线,表明 8 个岩石样品均属于高钾钙碱性系列花岗岩。

3.2 稀土元素和微量元素地球化学特征

大磊山岩体中 8 个片麻状花岗岩样品的稀土元素总量为 $101.32 \times 10^{-6} \sim 273.40 \times 10^{-6}$, LREE/

HREE=3.79~10.90, La_N/Yb_N 值为 3.00~10.72, 表明片麻状花岗岩轻稀土富集,轻、重稀土分异程度较大,图 5a 表现为整体向右陡倾型,具明显负铈异常(δEu=0.18~0.53),表明斜长石结晶分异作用较强,3 个细粒片麻状花岗岩样品轻稀土元素总体比 5 个中粗粒片麻状花岗岩样品更为富集.图 5b 显示 8

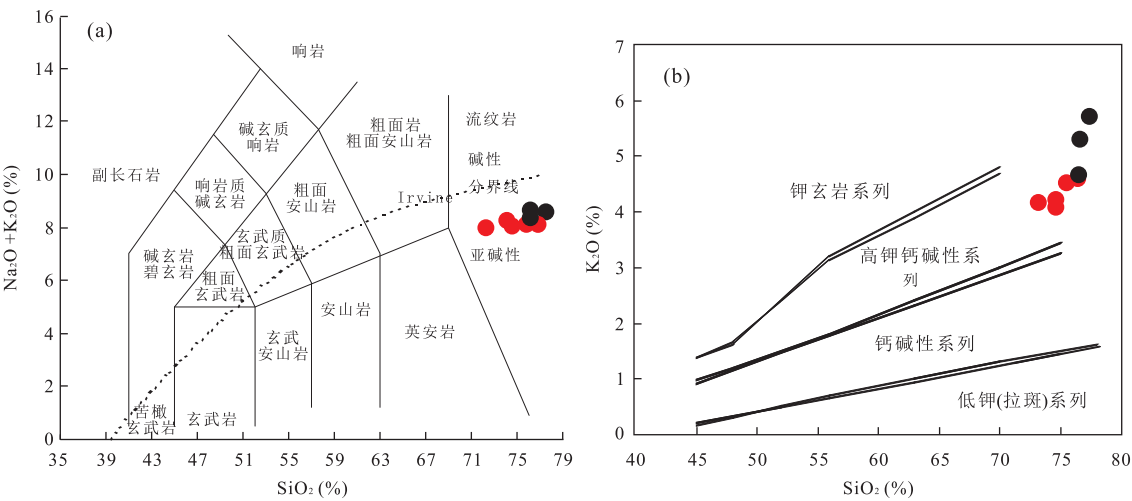


图 4 大磊山岩体片麻状花岗岩 SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (a)和 SiO_2 - K_2O (b)判别图解

Fig.4 Discrimination diagrams SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (a) and SiO_2 - K_2O (b) for Daleishan gneissic granite
a.据 Le Maitre(1989); b.实线据 Peccerillo *et al.*(1976),虚线据 Middlemost(1985);红色圆圈代表中粗粒片麻状花岗岩,黑色圆圈代表细粒片麻状花岗岩

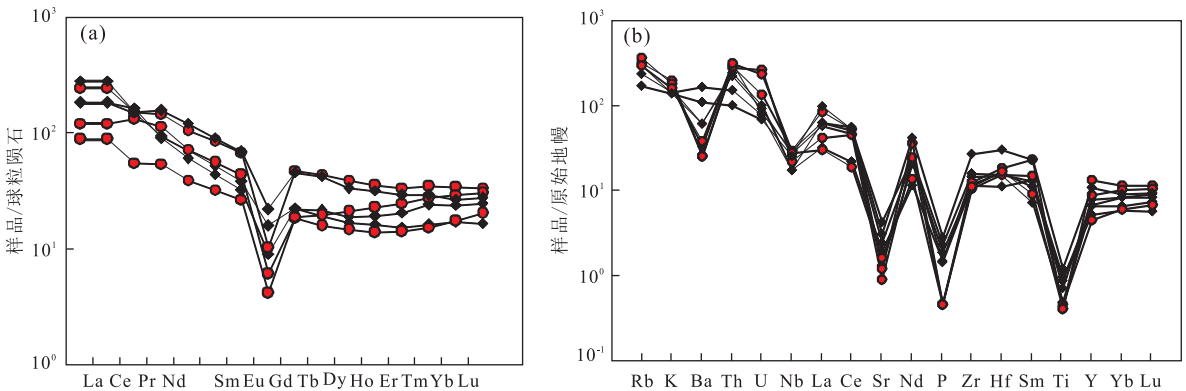


图 5 大磊山岩体片麻状花岗岩稀土元素配分图(a)和微量元素蛛网图(b)球粒陨石和原始地幔标准化值

Fig.5 (a) Chondrite- and (b) primitive mantle-normalized diagrams for gneissic granite of the Daleishan area
据 Sun and McDonough(1989);红色填充圆圈为中粗粒片麻状花岗岩,黑色方形为细粒片麻状花岗岩

个片麻状花岗岩样品微量元素比值分配型式整体变化趋势相近,均相对富集大离子亲石元素 Rb 和 Th,Zr 和 Hf 元素具明显正异常,Nb、Sr、P 和 Ti 具负异常等特征,与典型的 A 型花岗岩分配型式较接近.大磊山片麻状花岗岩 Rb 丰度值($107.64 \times 10^{-6} \sim 229.00 \times 10^{-6}$),明显低于高分异成因的花岗岩的 Rb 丰度值(270×10^{-6} ;Pearce *et al.*,1984;王强等,2000),反映了其岩浆源区主要源自于地壳的部分熔融.

4 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素特征

为精确限定大磊山岩体的形成年龄和源区性质,本文选取两个新鲜、无蚀变的代表性片麻状花岗

岩样品进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和 Lu-Hf 同位素分析(细粒片麻状花岗岩样品编号为 D6597,中粗粒片麻状花岗岩样品编号为 PM301/1),采样位置经纬度坐标分别为 $114^{\circ}07'34''\text{E}$, $31^{\circ}28'21''\text{N}$; $114^{\circ}07'31''\text{E}$, $31^{\circ}28'9''\text{N}$ (图 2b),分析结果见表 2 和表 3.

4.1 锆石 U-Pb 年龄

样品 D6597 的锆石颗粒为半自形—自形,少数为等轴粒状,长度为 $50 \sim 150 \mu\text{m}$,少数达到 $180 \mu\text{m}$,长宽比为 $1.2 : 1.0 \sim 2 : 1.0$,少数达到 $2.2 : 1.0$.CL 图像显示样品锆石岩浆震荡环带清晰,带宽较窄,少量锆石中发育裂纹(图 6a),24 个 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测年分析点结果显示其 Th/U 比值为 $0.83 \sim 4.64$,符合岩浆锆石特征(吴元保和郑永飞,

表 2 大磊山岩体片麻状花岗岩 D6597 LA-ICP-MS 岩浆锆石 U-Pb 定年结果

Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb data of the gneissic granite sample D6597 in the Daleishan granitoid

点号	含量(10^{-6})		Th/U	U-Th-Pb 同位素比值 $\pm 1\sigma$			同位素年龄(Ma) $\pm 1\sigma$		
	^{232}Th	^{238}U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
D6597-01	531.90	490.23	1.085	0.065 3 $\pm$ 0.002 4	1.173 2 $\pm$ 0.043 6	0.130 2 $\pm$ 0.001 3	783.34 $\pm$ 77.77	788.12 $\pm$ 20.36	789.03 $\pm$ 7.37
D6597-02	408.63	444.65	0.919	0.068 9 $\pm$ 0.002 2	1.261 7 $\pm$ 0.040 6	0.133 0 $\pm$ 0.001 4	894.45 $\pm$ 66.67	828.69 $\pm$ 18.24	804.98 $\pm$ 7.93
D6597-03	640.43	553.35	1.157	0.067 8 $\pm$ 0.001 9	1.215 5 $\pm$ 0.033 0	0.130 4 $\pm$ 0.001 1	861.11 $\pm$ 56.64	807.72 $\pm$ 15.13	790.34 $\pm$ 6.45
D6597-04	1 998.20	430.26	4.644	0.064 7 $\pm$ 0.001 9	1.180 2 $\pm$ 0.034 9	0.132 4 $\pm$ 0.001 1	764.82 $\pm$ 62.96	791.41 $\pm$ 16.25	801.41 $\pm$ 6.27
D6597-05	796.04	892.36	78.250	0.101 7 $\pm$ 0.002 7	1.733 2 $\pm$ 0.044 8	0.124 3 $\pm$ 0.001 1	1 654.63 $\pm$ 48.92	1 020.95 $\pm$ 16.66	755.40 $\pm$ 6.18
D6597-06	467.19	309.26	1.511	0.068 1 $\pm$ 0.002 6	1.235 9 $\pm$ 0.046 4	0.133 3 $\pm$ 0.001 4	872.22 $\pm$ 79.63	817.03 $\pm$ 21.10	806.60 $\pm$ 8.00
D6597-07	621.16	600.89	1.034	0.068 7 $\pm$ 0.001 8	1.247 7 $\pm$ 0.033 8	0.132 0 $\pm$ 0.001 1	900.00 $\pm$ 55.55	822.37 $\pm$ 15.28	799.28 $\pm$ 6.22
D6597-08	596.53	460.37	1.296	0.066 0 $\pm$ 0.002 1	1.199 7 $\pm$ 0.037 3	0.132 3 $\pm$ 0.001 1	805.56 $\pm$ 66.66	800.45 $\pm$ 17.23	801.12 $\pm$ 6.34
D6597-09	1341.2	966.65	5.488	0.049 8 $\pm$ 0.003 3	0.133 7 $\pm$ 0.008 5	0.019 8 $\pm$ 0.000 3	187.12 $\pm$ 149.06	127.38 $\pm$ 7.61	126.26 $\pm$ 1.72
D6597-10	513.78	546.20	91.760	0.087 9 $\pm$ 0.002 6	1.687 8 $\pm$ 0.051 0	0.138 6 $\pm$ 0.001 3	1 379.94 $\pm$ 55.56	1 003.93 $\pm$ 19.26	836.70 $\pm$ 7.39
D6597-11	388.97	447.97	0.868	0.063 4 $\pm$ 0.002 3	1.158 8 $\pm$ 0.041 5	0.133 1 $\pm$ 0.001 5	720.38 $\pm$ 79.62	781.41 $\pm$ 19.53	805.25 $\pm$ 8.4
D6597-12	569.85	598.38	0.952	0.067 7 $\pm$ 0.001 9	1.248 9 $\pm$ 0.035 5	0.133 8 $\pm$ 0.001 2	858.94 $\pm$ 59.26	822.89 $\pm$ 16.04	809.54 $\pm$ 7.07
D6597-13	897.38	414.37	2.166	0.062 6 $\pm$ 0.002 2	1.142 9 $\pm$ 0.038 9	0.132 7 $\pm$ 0.001 3	694.46 $\pm$ 74.07	773.90 $\pm$ 18.43	803.51 $\pm$ 7.27
D6597-14	638.29	593.35	1.076	0.065 3 $\pm$ 0.001 7	1.196 5 $\pm$ 0.031 7	0.132 3 $\pm$ 0.001 1	783.34 $\pm$ 55.55	798.98 $\pm$ 14.65	800.92 $\pm$ 6.08
D6597-15	483.17	584.33	0.827	0.070 0 $\pm$ 0.001 8	1.2833 $\pm$ 0.0316	0.132 5 $\pm$ 0.001 1	927.78 $\pm$ 56.48	838.34 $\pm$ 14.05	802.37 $\pm$ 6.11
D6597-16	908.71	596.97	1.522	0.067 3 $\pm$ 0.002 1	1.224 3 $\pm$ 0.035 6	0.131 8 $\pm$ 0.001 1	850.00 $\pm$ 69.44	811.74 $\pm$ 16.26	798.00 $\pm$ 6.40
D6597-17	1 211.20	391.78	3.091	0.064 2 $\pm$ 0.001 9	1.1904 $\pm$ 0.034 7	0.133 8 $\pm$ 0.001 3	746.30 $\pm$ 62.96	796.17 $\pm$ 16.08	809.78 $\pm$ 7.48
D6597-18	366.78	265.91	1.379	0.065 6 $\pm$ 0.002 5	1.2028 $\pm$ 0.044 1	0.133 8 $\pm$ 0.001 4	792.28 $\pm$ 81.47	801.89 $\pm$ 20.33	809.55 $\pm$ 7.97
D6597-19	284.32	241.60	1.177	0.061 3 $\pm$ 0.002 7	1.110 1 $\pm$ 0.047 6	0.131 2 $\pm$ 0.001 4	650.02 $\pm$ 94.43	758.22 $\pm$ 22.90	794.85 $\pm$ 7.91
D6597-20	412.69	315.25	1.309	0.062 4 $\pm$ 0.002 4	1.131 9 $\pm$ 0.043 4	0.132 2 $\pm$ 0.001 4	700.01 $\pm$ 81.47	768.64 $\pm$ 20.68	800.19 $\pm$ 8.00
D6597-21	567.14	491.47	1.154	0.0656 $\pm$ 0.002 4	1.190 3 $\pm$ 0.046 6	0.131 6 $\pm$ 0.001 2	792.28 $\pm$ 77.77	796.09 $\pm$ 21.61	797.15 $\pm$ 6.68
D6597-22	439.25	468.36	0.938	0.063 8 $\pm$ 0.002 6	1.159 0 $\pm$ 0.050 7	0.132 2 $\pm$ 0.001 1	744.45 $\pm$ 85.18	781.50 $\pm$ 23.86	800.56 $\pm$ 6.42
D6597-23	423.42	455.92	0.929	0.061 4 $\pm$ 0.002 7	1.114 0 $\pm$ 0.054 7	0.132 7 $\pm$ 0.001 2	651.56 $\pm$ 87.95	760.11 $\pm$ 26.27	803.46 $\pm$ 7.04
D6597-24	306.31	293.09	1.045	0.062 2 $\pm$ 0.003 5	1.133 8 $\pm$ 0.07 1	0.133 4 $\pm$ 0.001 4	679.64 $\pm$ 113.87	769.54 $\pm$ 33.78	807.03 $\pm$ 8.07

表 3 大磊山岩体片麻状花岗岩 PM301/1 LA-ICP-MS 岩浆锆石 U-Pb 定年结果

Table 3 LA-ICP-MS zircon U-Pb data of the gneissic granite sample PM301/1 in the Daleishan granitoid

点号	含量(10^{-6})		Th/U	U-Th-Pb 同位素比值 $\pm 1\sigma$			同位素年龄(Ma) $\pm 1\sigma$		
	^{232}Th	^{238}U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
PM302/1-01	493.22	509.06	0.969	0.070 5 $\pm$ 0.002 2	1.260 2 $\pm$ 0.037 7	0.128 7 $\pm$ 0.001 2	942.6 $\pm$ 63.0	828.0 $\pm$ 17.0	780.5 $\pm$ 6.9
PM302/1-02	463.13	282.87	1.637	0.068 2 $\pm$ 0.002 9	1.213 0 $\pm$ 0.050 8	0.128 8 $\pm$ 0.001 7	875.9 $\pm$ 88.1	806.6 $\pm$ 23.3	781.1 $\pm$ 9.8
PM302/1-03	229.98	234.10	0.982	0.072 5 $\pm$ 0.003 3	1.333 2 $\pm$ 0.058 9	0.133 2 $\pm$ 0.000 2	999.1 $\pm$ 91.5	860.3 $\pm$ 25.6	805.9 $\pm$ 11.6
PM302/1-04	302.45	266.40	1.135	0.071 4 $\pm$ 0.002 8	1.285 2 $\pm$ 0.048 3	0.130 6 $\pm$ 0.001 7	968.5 $\pm$ 84.3	839.2 $\pm$ 21.5	791.2 $\pm$ 9.8
PM302/1-05	978.17	367.85	2.659	0.066 5 $\pm$ 0.002 9	1.205 2 $\pm$ 0.054 9	0.129 6 $\pm$ 0.001 8	821.9 $\pm$ 91.5	803.0 $\pm$ 25.3	785.5 $\pm$ 10.3
PM302/1-06	547.85	490.63	1.117	0.065 7 $\pm$ 0.002 6	1.308 9 $\pm$ 0.050 0	0.142 8 $\pm$ 0.001 6	798.2 $\pm$ 78.7	849.7 $\pm$ 22.0	860.5 $\pm$ 8.9
PM302/1-07	407.41	251.32	1.621	0.063 3 $\pm$ 0.002 7	1.157 7 $\pm$ 0.047 7	0.132 5 $\pm$ 0.001 5	720.4 $\pm$ 86.1	780.9 $\pm$ 22.5	802.2 $\pm$ 8.6
PM302/1-08	396.84	384.01	1.033	0.069 6 $\pm$ 0.002 2	1.263 7 $\pm$ 0.037 5	0.131 7 $\pm$ 0.001 2	916.7 $\pm$ 65.6	829.6 $\pm$ 16.8	797.6 $\pm$ 7.0
PM302/1-09	333.75	379.50	0.879	0.064 7 $\pm$ 0.002 3	1.180 0 $\pm$ 0.040 7	0.132 2 $\pm$ 0.001 4	764.8 $\pm$ 75.9	791.3 $\pm$ 19.0	800.4 $\pm$ 7.8
PM302/1-10	1033.79	352.16	2.936	0.067 9 $\pm$ 0.002 6	1.297 5 $\pm$ 0.049 0	0.138 0 $\pm$ 0.001 6	877.8 $\pm$ 77.8	844.6 $\pm$ 21.7	833.2 $\pm$ 9.3
PM302/1-11	288.34	250.45	1.151	0.064 2 $\pm$ 0.003 1	1.203 6 $\pm$ 0.054 4	0.137 7 $\pm$ 0.002 2	750.0 $\pm$ 103.7	802.2 $\pm$ 25.1	831.7 $\pm$ 12.4
PM302/1-12	84.01	106.6	0.788	0.075 0 $\pm$ 0.005 5	1.409 8 $\pm$ 0.091 7	0.141 0 $\pm$ 0.002 5	1 069.4 $\pm$ 146.3	893.1 $\pm$ 38.7	850.2 $\pm$ 14.1
PM302/1-13	603.18	257.29	2.344	0.071 3 $\pm$ 0.003 0	1.284 1 $\pm$ 0.054 0	0.131 7 $\pm$ 0.001 5	964.8 $\pm$ 87.0	838.7 $\pm$ 24.0	797.5 $\pm$ 8.6
PM302/1-14	265.49	342.78	0.775	0.065 7 $\pm$ 0.002 6	1.208 8 $\pm$ 0.046 4	0.134 5 $\pm$ 0.001 4	794.4 $\pm$ 82.6	804.6 $\pm$ 21.3	813.7 $\pm$ 8.2
PM302/1-15	494.92	515.50	0.960	0.075 0 $\pm$ 0.002 9	1.330 4 $\pm$ 0.051 5	0.128 8 $\pm$ 0.001 2	1 133.3 $\pm$ 79.6	859.1 $\pm$ 22.4	781.3 $\pm$ 7.0
PM302/1-16	456.10	398.82	1.144	0.065 5 $\pm$ 0.002 7	1.199 7 $\pm$ 0.050 4	0.132 6 $\pm$ 0.0018	790.7 $\pm$ 87.0	800.4 $\pm$ 23.2	802.6 $\pm$ 10.1
PM302/1-17	417.77	404.34	1.033	0.066 7 $\pm$ 0.002 5	1.2183 $\pm$ 0.045 3	0.133 0 $\pm$ 0.001 8	827.8 $\pm$ 79.6	809.0 $\pm$ 20.7	804.7 $\pm$ 10.2
PM302/1-18	218.38	295.86	0.738	0.065 5 $\pm$ 0.002 9	1.194 9 $\pm$ 0.052 3	0.133 0 $\pm$ 0.001 6	790.7 $\pm$ 92.6	798.2 $\pm$ 24.2	804.7 $\pm$ 8.8
PM302/1-19	418.33	407.06	1.028	0.064 3 $\pm$ 0.002 2	1.239 5 $\pm$ 0.041 1	0.140 4 $\pm$ 0.001 3	750.0 $\pm$ 78.7	818.7 $\pm$ 18.6	846.8 $\pm$ 7.3
PM302/1-20	228.57	211.42	1.081	0.060 7 $\pm$ 0.003 1	1.111 0 $\pm$ 0.055 2	0.134 1 $\pm$ 0.001 8	627.8 $\pm$ 105.4	758.7 $\pm$ 26.6	811.5 $\pm$ 10.0
PM302/1-21	243.23	272.66	0.892	0.064 7 $\pm$ 0.002 8	1.222 7 $\pm$ 0.053 1	0.138 3 $\pm$ 0.002 4	764.8 $\pm$ 60.2	811.0 $\pm$ 24.3	834.9 $\pm$ 13.6

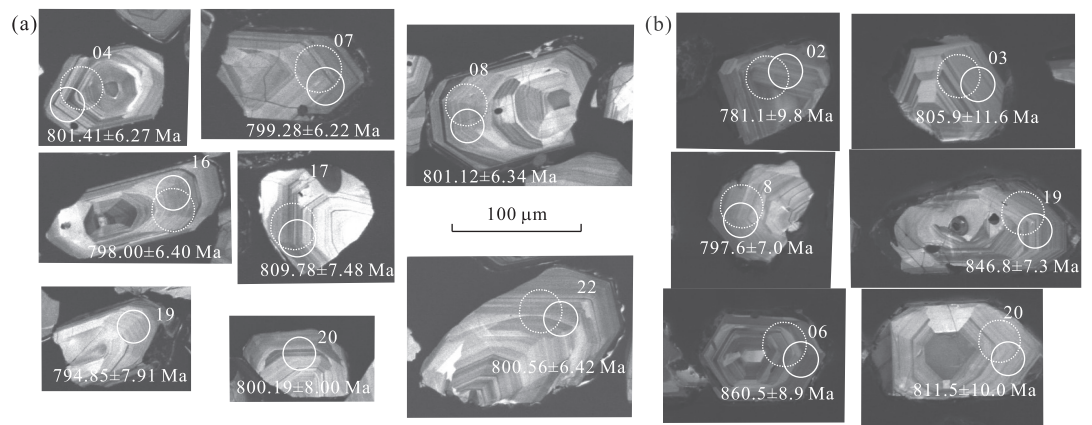


图 6 (a)细粒(D6597)和(b)中一粗粒(PM301/1)片麻状花岗岩样品锆石阴极发光、LA-MS-ICP-MS 测年及 Hf 同位素分析点
Fig.6 Cathodoluminescence (CL) images 、LA-MS-ICP-MS dating and Hf isotopic analysis of zircons for (a) fine-grain sample D6597 and (b) medium-coarse sample PM301/1 of Daleishan gneissic granite
实心圆圈为 U-Pb 分析点,虚线圈为 Lu-Hf 同位素分析点

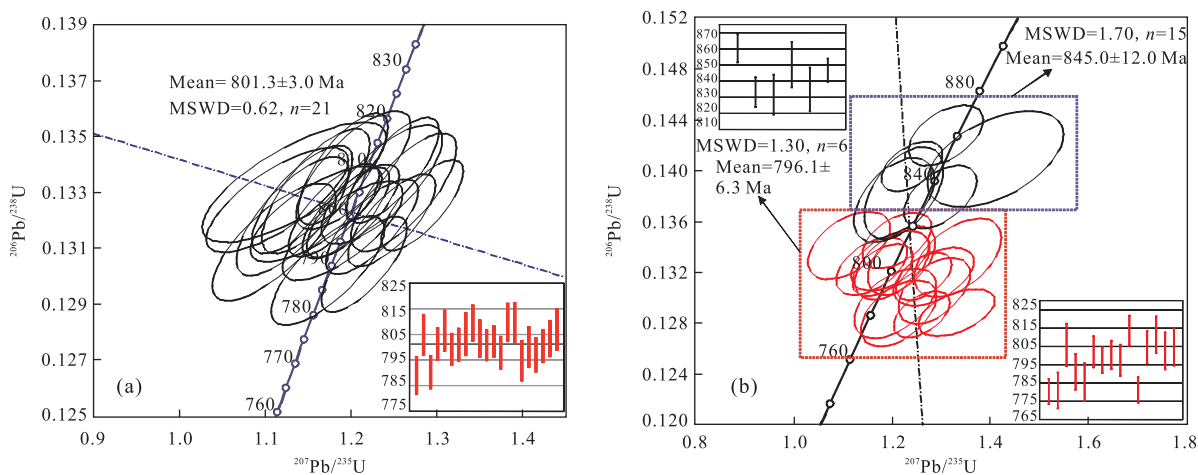


图 7 (a)细粒(D6597)和(b)中一粗粒(PM301/1)片麻状花岗岩样品 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 谐和图
Fig.7 Concordia plots showing the geochronological results of the LA-ICP-MS zircon U-Pb of (a) fine-grain sample D6597 and (b) medium-coarse sample PM301/1 of Daleishan gneissic granite

2004).24 个分析点中,分析点 D6597-5 和 D6597-10 谐和度太低,分析点 D6597-9 明显偏离一致线,因此加权平均计算时未采用这 3 个分析点的年龄值,剩余 21 个分析点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 801.3±3.0 Ma(MSWD=0.62,n=21)(图 7a),代表了该样品的形成时代。

样品 PM301/1 的锆石颗粒通常较自形,多为长柱状,长度为 50~120 μm,锆石长宽比为 1.1:1.0~2.0:1.0.锆石 CL 图像结果表明,该样品锆石岩浆震荡环带清晰,环带较窄,少量锆石中发育裂纹(图 6b).从样品中选取 21 颗锆石进行 LA-ICP-MS U-Pb 同位素定年,分析结果见表 3.锆石 Th/U 比值为 0.74~2.94,符合岩浆锆石特征(吴元保和郑永飞,2004),

U-Pb谐和图显示其年龄值总体表现为两组:(1)第一组总计 15 个测试分析点,该组的加权平均年龄为 796.1±6.3 Ma(MSWD=1.7,n=15)(图 7b);(2)第二组测试分析点年龄值较老,分别为 PM301/1-6 (860.53±88.00 Ma)、PM301/1-10(833.16±9.25 Ma)、PM301/1-11 (831.00±6.80 Ma)、PM301/1-12 (850.17±14.10 Ma)、PM301/1-19 (834.92±13.58 Ma)以及 PM301/1-21(846.82±7.30 Ma),加权平均值为 845.0±12.0 Ma(MSWD=1.30,n=6).结合研究区区域地质背景以及本次研究中中粗粒片麻状花岗岩样品 PM301/1 的测试结果,本文认为796.1±6.3 Ma 代表了该样品的形成时代,而 845.0±12.0 Ma 则可能为继承锆石年龄。

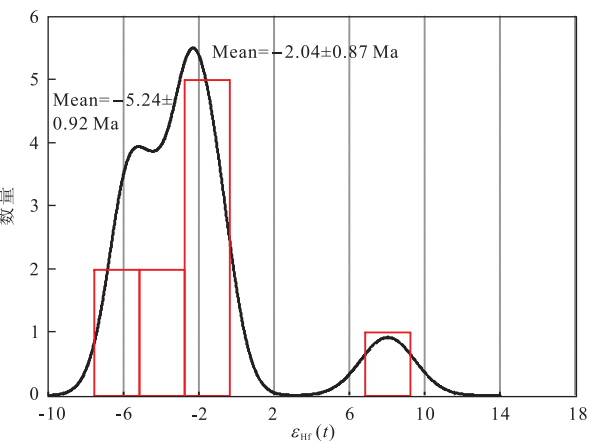


图 8 样品 D6597 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分布
Fig.8 Zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values for sample D6597

4.2 锆石 Hf 同位素

对样品 D6597 进行了 10 个点的锆石原位 Lu-Hf 同位素分析(表 4),分析位置见图 6a.样品 D6597 中 10 个锆石的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值,除分析点 D6597-3 的比值略大于 0.002,其他分析点均小于 0.002,表明锆石在形成以后具有较低的放射性成因 Hf 的积累,锆石的 $f_{\text{Lu/Hf}}(s)$ 值变化范围为 $-0.89 \sim -0.97$,明显小于大陆硅铝质地壳 $f_{\text{Lu/Hf}}(s) = -0.72$ (Ame-lin *et al.*, 1999),因而两阶段模式年龄才能真实地反映从亏损地幔抽取源区物质的时间(第五春荣等, 2007), 锆石 Hf 两阶段模式年龄为 $1\,137 \sim 1\,925$ Ma, 锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(0)$ 值变化范围为 $-18.5 \sim -23.3$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为 $-6.3 \sim 8.0$ (图 8), 其中仅有一个正 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 8.0, 其锆石 Hf 单阶段模式年龄值为 1 059 Ma.

对样品 PM301/1 进行了 15 个点的锆石原位 Lu-Hf 同位素分析(表 5),分析位置见图 5b.样品

PM301/1 中 15 个锆石的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值,除分析点 PM301/1-7 的比值略大于 0.002,其他分析点均小于 0.002, 锆石 Hf 两阶段模式年龄为 $1\,212 \sim 1\,981$ Ma, $\epsilon_{\text{Hf}}(0)$ 值变化范围为 $-9.3 \sim -24.3$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为 $-7.5 \sim 6.6$ (图 9), 其中仅有 3 个正 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 分别为 3.2、6.5、6.6, 且这 3 个正 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值对应的锆石 Hf 单阶段模式年龄分别为 1 242 Ma、1 110 Ma、1 146 Ma, 明显低于剩余 12 个 Hf 单阶段模式年龄值.

5 讨论

5.1 大磊山片麻状花岗岩的形成时代

本文大磊山片麻状花岗岩的两个年代学样品 (D6597 和 PM301/1) 的锆石 CL 图像显示典型的岩浆震荡环带特征,带宽较窄,分析点 Th/U 比值分别为 $0.83 \sim 4.64$ 和 $0.74 \sim 2.94$,符合岩浆成因特征 (吴元保和郑永飞, 2004). LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示两个片麻状花岗岩的样品²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均值分别为 801.3 ± 3.0 Ma (MSWD = 0.62), 796.1 ± 6.3 Ma (MSWD = 1.70) 和 845.0 ± 12.0 Ma (MSWD = 1.30), 其中 845.0 ± 12.0 Ma (MSWD = 1.30) 代表了继承性锆石年龄,同时期的年代学数据在扬子克拉通也存在大量的报道 (卢成忠等, 2006; 邓奇等, 2013; 敖文昊等, 2014). 综上所述, 801.3 ± 3.0 Ma 和 796.1 ± 6.3 Ma 两个年代学结果表明大磊山片麻状花岗岩形成于新元古代. 研究区野外地质调查和剖面测制结果表明,大磊山岩体虽受后期燕山期岩浆活动影响,导致上覆的南华纪红安群底部大理岩层具滑脱剪切特征(图 3a),但两者整体表现为不整合接触. 刘晓春等 (2005) 通过锆石 U-Pb 定

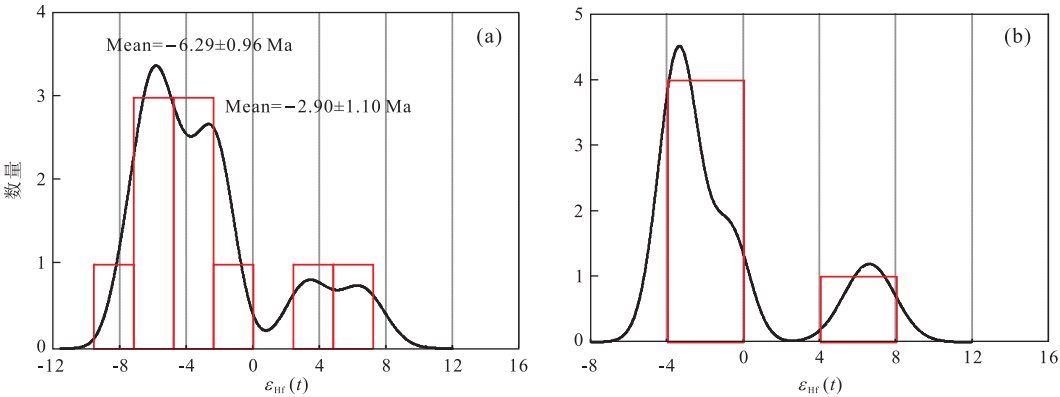


图 9 样品 PM301/1(a)成岩和(b)残留锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分布
Fig.9 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of diagenetic zircon (a) and residual zircons (b) for sample PM301/1

表 4 大磊山岩体片麻状花岗岩 D6597 岩浆锆石 Hf 同位素组成

Table 4 Lu-Hf isotope compositions of the gneissic granite sample D6597 in the Daleishan granitoid

点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$t(\text{Ma})$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	1σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	1σ	$t_{\text{DM1}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
1	0.282 125	0.000 017	0.001 091	0.000 008	0.033 252	0.000 48	796	-22.87	0.8	-5.87	0.84	1 590.61	1 901.71	-0.97
2	0.282 275	0.000 027	0.001 962	0.000 043	0.061 676	0.001 86	796	-17.56	1.09	-1.02	1.13	1 413.81	1 635.68	-0.94
3	0.282 558	0.000 037	0.003 757	0.000 032	0.118 907	0.000 55	796	-7.579	1.41	8.02	1.44	1 059.84	1 136.98	-0.89
4	0.282 112	0.000 026	0.001 013	0.000 016	0.028 364	0.000 68	796	-23.33	1.04	-6.30	1.08	1 605.60	1 924.94	-0.97
5	0.282 176	0.000 019	0.001 063	0.000 002	0.030 677	0.000 28	861	-21.09	0.84	-2.68	0.88	1 519.65	1 778.22	-0.97
6	0.282 249	0.000 024	0.001 529	0.000 058	0.045 529	0.001 37	796	-18.51	0.98	-1.74	1.04	1 435.15	1 674.98	-0.95
7	0.282 245	0.000 025	0.002 027	0.000 026	0.059 721	0.000 38	833	-18.64	1.01	-1.36	1.05	1 459.81	1 683.41	-0.94
8	0.282 135	0.000 021	0.001 050	0.000 006	0.030 248	0.000 10	832	-22.52	0.91	-4.73	0.95	1 575.37	1 867.56	-0.97
9	0.282 175	0.000 021	0.001 107	0.000 009	0.031 941	0.000 40	796	-21.13	0.9	-4.14	0.94	1 522.64	1 806.71	-0.97
10	0.282 215	0.000 020	0.001 211	0.000 009	0.036 462	0.000 55	796	-19.69	0.87	-2.76	0.91	1 469.94	1 730.81	-0.96

表 5 大磊山岩体片麻状花岗岩 PM301-1 岩浆锆石 Hf 同位素组成

Table 5 Lu-Hf isotope compositions of the gneissic granite sample PM301-1 in the Daleishan granitoid

点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$t(\text{Ma})$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	1σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	1σ	$t_{\text{DM1}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
1	0.282 420	0.000 032	0.003 008	0.000 059	0.091 968	0.001 575	781	-12.5	1.2	3.2	1.3	1 242	1 390	-0.91
2	0.282 105	0.000 019	0.001 089	0.000 028	0.029 445	0.000 898	806	-23.6	0.8	-6.4	0.9	1 619	1 937	-0.97
3	0.282 146	0.000 026	0.001 103	0.000 007	0.031 471	0.000 352	791	-22.2	1.0	-5.3	1.1	1 563	1 865	-0.97
4	0.282 510	0.000 035	0.003 061	0.000 047	0.091 394	0.001 780	786	-9.3	1.4	6.5	1.4	1 110	1 212	-0.91
5	0.282 242	0.000 023	0.001 584	0.000 010	0.047 003	0.000 394	861	-18.8	1.0	-0.6	1.0	1 447	1 666	-0.95
6	0.282 167	0.000 026	0.001 228	0.000 013	0.034 397	0.000 292	800	-21.4	1.0	-4.4	1.1	1 538	1 823	-0.96
7	0.282 488	0.000 034	0.003 183	0.000 031	0.095 571	0.000 469	833	-10.0	1.3	6.6	1.3	1 146	1 245	-0.90
8	0.282 182	0.000 028	0.001 306	0.000 053	0.038 229	0.001 508	832	-20.9	1.1	-3.2	1.2	1 520	1 784	-0.96
9	0.282 228	0.000 031	0.001 816	0.000 022	0.054 271	0.000 568	802	-19.2	1.2	-2.5	1.2	1 475	1 721	-0.95
10	0.282 241	0.000 027	0.001 609	0.000 071	0.046 716	0.001 961	798	-18.8	1.1	-2.0	1.1	1 449	1 691	-0.95
11	0.282 085	0.000 022	0.000 920	0.000 008	0.026 532	0.000 377	781	-24.3	0.9	-7.5	1.0	1 639	1 981	-0.97
12	0.282 126	0.000 023	0.001 195	0.000 008	0.035 452	0.000 332	803	-22.8	1.0	-5.8	1.0	1 594	1 901	-0.96
13	0.282 221	0.000 029	0.001 675	0.000 113	0.053 218	0.004 902	805	-19.5	1.1	-2.6	1.2	1 479	1 729	-0.95
14	0.282 161	0.000 022	0.001 111	0.000 007	0.032 048	0.000 136	847	-21.6	0.9	-3.5	1.0	1 541	1 812	-0.97
15	0.282 196	0.000 025	0.001 712	0.000 024	0.046 725	0.000 816	812	-20.4	1.0	-3.3	1.1	1 516	1 776	-0.95

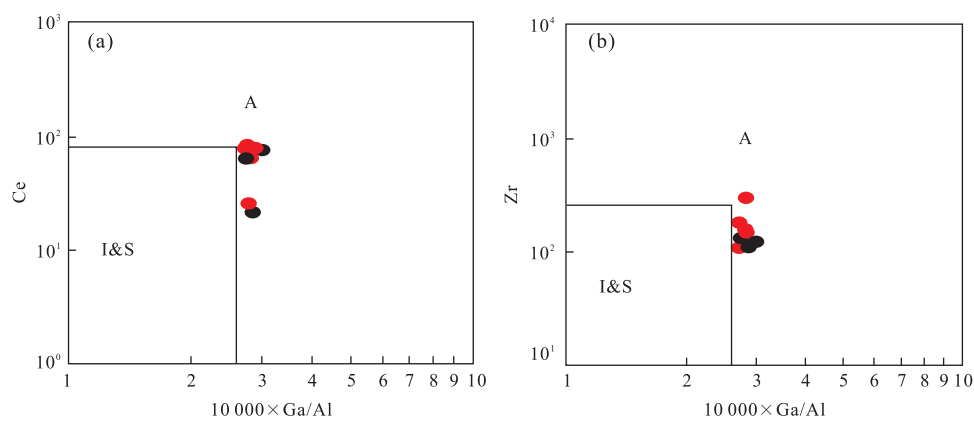


图 10 大磊山岩体片麻状花岗岩(a)10 000×Ga/Al-Ce 和(b)10 000×Ga/Al-Zr 判别图解

Fig.10 Discrimination diagrams of (a) 10 000×Ga/Al-Ce and (b) 10 000×Ga/Al-Zr for the Daleishan gneissic granite
据 Whalen *et al.*(1987);红色圆圈代表中粗粒片麻状花岗岩,黑色圆圈代表细粒片麻状花岗岩

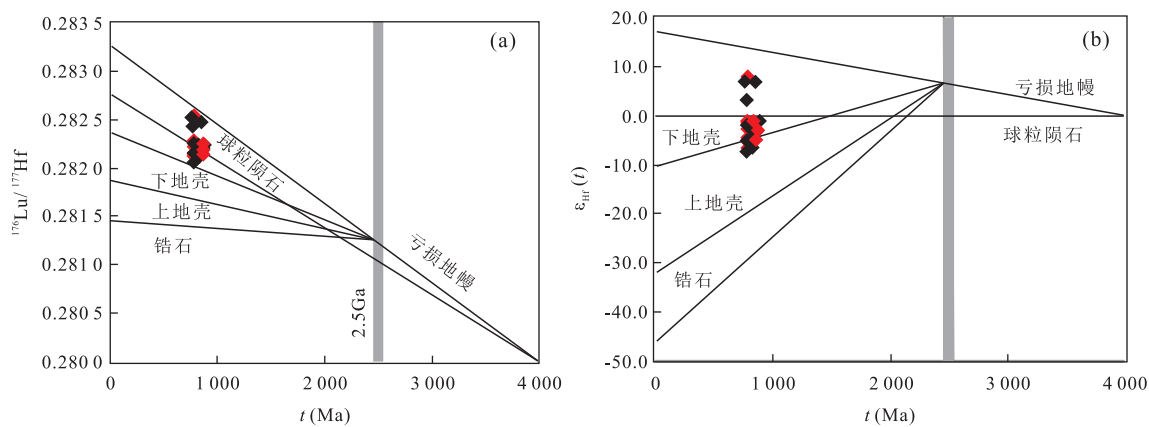


图 11 大磊山岩体片麻状花岗岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ —成岩年龄(t)图解

Fig.11 Age (t) versus $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values diagrams for the Daleishan gneissic granite
红色为样品 D6597,黑色为样品 PM301/1

年方法,获得红安群下伏双峰尖岩体和侵位其中的高格岩体的侵位时代为 813~638 Ma,据此认为红安群地层的沉积时间不应晚于该时间.这也与大磊山岩体与上覆红安群地层以角度不整合接触的野外特征一致.

5.2 大磊山片麻状花岗岩的岩石类型及岩石成因

8 个片麻状花岗岩样品的 $\text{SiO}_2 = 73.18\% \sim 77.40\%$, $\text{K}_2\text{O} = 4.14\% \sim 5.84\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 2.77\% \sim 4.28\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.11\% \sim 13.92\%$, $\text{MgO} = 0.10\% \sim 0.34\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.07\% \sim 8.70\%$, $\text{CaO} = 0.08\% \sim 0.68\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.00 \sim 2.11$, $\text{A}/\text{NKC} = 1.39 \sim 1.63$, $\text{FeO}^{\text{T}} = 1.02\% \sim 2.30\%$, 只有一个值为 0.85,整体上均表现出富硅、碱、钾、贫钙、低镁等地球化学特征,明显的负钨异常(图 5a),相对富集大离子亲石元素 Rb、Th、Zr、Hf 元素为正异常,而 Ba、Sr、P、Ti 等元素表现出明显负异常(图

5b),符合 A 型花岗岩地球化学特征 (Whalen *et al.*, 1987; 王强等, 2000; 张旗等, 2012), Zr 含量大部分为 $126.0 \times 10^{-6} \sim 139.0 \times 10^{-6}$, 只有一个值为 300.3×10^{-6} , 总体 Zr 含量低于澳大利亚 Lachlen 褶皱带的 A 型花岗岩的 301.0×10^{-6} (King *et al.*, 1997), $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al} = (2.66 \sim 2.98) > 2.6$ (Walen *et al.*, 1987), 在图 10 中, 8 个花岗岩样品比值均落于 A 型花岗岩区域, 说明大磊山花岗岩具 A 型花岗岩的成分特征, 结合岩石野外特征及镜下鉴定, 表明大磊山岩体岩性为 A 型花岗岩.

根据 A 型花岗岩分类及其亚类岩石学特征的差异性, 认为有幔源、壳源和壳幔混合源等成因模式. 由于不同来源的锆石可能有着不同 Hf 同位素组成, 锆石的 Lu-Hf 同位素体系相对于 U-Pb 同位素体系有着很高的封闭温度, 且不易被后期流体、热事件改造 (Harrison *et al.*, 2005), 因此锆石可以很好

的保留岩浆源区信息。根据样品 D6597 的 Hf 同位素分析结果, 其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为 $-6.3 \sim 8.0$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为 $-18.5 \sim -23.3$, Hf 两阶段模式年龄为 $1\,137 \sim 1\,925$ Ma; 样品 PM301/1 的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为 $-9.3 \sim -24.3$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为 $-7.5 \sim 6.6$, Hf 两阶段模式年龄为 $1\,212 \sim 1\,981$ Ma, 两个样品 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 负值对应的 Hf 两阶段模式年龄均为古元古代, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 正值对应的 Hf 单阶段模式年龄均为新元古代, 在图 11 中显示, 样品 D6597 和 PM301/1 的大部分比值位于或靠近下地壳区域, 只有少部分比值落入或靠近亏损地幔区域, 同时花岗岩样品微量元素 Nb/Ta 的比值大部分为 $9.29 \sim 15.37$, 接近于大陆地壳的比值 ($10 \sim 14$; 赵振华等, 2008), 均低于上地幔平均值 17.5 (McDonough *et al.*, 1995). 上述研究表明, 岩浆源区主要由元古代古老地壳物质部分熔融形成, 同时也存在亏损地幔物质的加入。

6 大地构造意义

新元古代是罗迪尼亚 (Rodinia) 超大陆形成与演化的重要时期 (徐备, 2001; 陆松年等, 2004), 最近 Peng *et al.* (2012) 在扬子克拉通内黄陵背斜南部报道了 $1\,120 \sim 1\,000$ Ma 庙湾蛇绿岩, 并在随后的研究中, 获得了 $940 \sim 930$ Ma 的变质事件 (Jiang *et al.*, 2016), 因此提出 Rodinia 超大陆在扬子克拉通会聚的时间为新元古代早期; 敖文昊 (2014) 根据扬子北缘祖师店岩体中奥长花岗岩的两阶段模式年龄

($1\,324 \sim 870$ Ma) 和岩石地球化学特征, 认为其代表了扬子北缘在新元古代地壳增生事件。Xu *et al.* (2016) 通过分析研究区相隔不远的三里岗岩体中花岗闪长岩 (860 Ma) 年代学和岩石地球化学特征, 认为该岩体反映了 Rodinia 超大陆汇聚构造热事件。但对于该超大陆裂解时间和机制, 人们认识不一致, 主要存在两种完全不同的观点: 一种观点是地幔柱成因, 如周继彬等 (2007) 通过 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年法取得了桂北元宝山地区超镁铁岩岩浆结晶年龄为 841 ± 22 Ma, 认为其形成可能与导致新元古代 Rodinia 超大陆裂解的华南地幔柱有关; 崔晓庄等 (2012) 利用 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年法获得了侵位于扬子西缘川西金口河地区中元古代峨边群中辉绿岩脉的岩浆结晶年龄为 813.4 ± 8.2 Ma, 认为其形成与罗迪尼亚超大陆在新元古代裂解的地幔柱活动有关。另一种观点是后造山拉张成因, 卢成忠等 (2006) 根据新元古代浙江道林山岩体 (814 Ma) 具准铝—过铝质、富硅碱、贫钙镁等岩石地球化学特点, 认为其属于华夏、扬子古陆块碰撞造山作用结束后的拉张环境下而形成的 A 型花岗岩, 反映了华南罗迪尼亚超大陆裂解作用。

罗迪尼亚超大陆在扬子北缘是否发生裂解? 裂解于何时? 裂解的机制属于哪种类型? 在超大陆汇聚后期因俯冲—碰撞的应力反弹, 区域转变到伸展—拉张环境, 一般认为罗迪尼亚超大陆裂解阶段 $830 \sim 700$ Ma (陆松年, 1998; 徐备, 2001)。徐学义等 (2009) 利用扬子北缘西乡群孙家河组中流纹岩 (832.9 ± 4.9 Ma) 和辉石玄武岩 (845.0 ± 17.0 Ma) 的

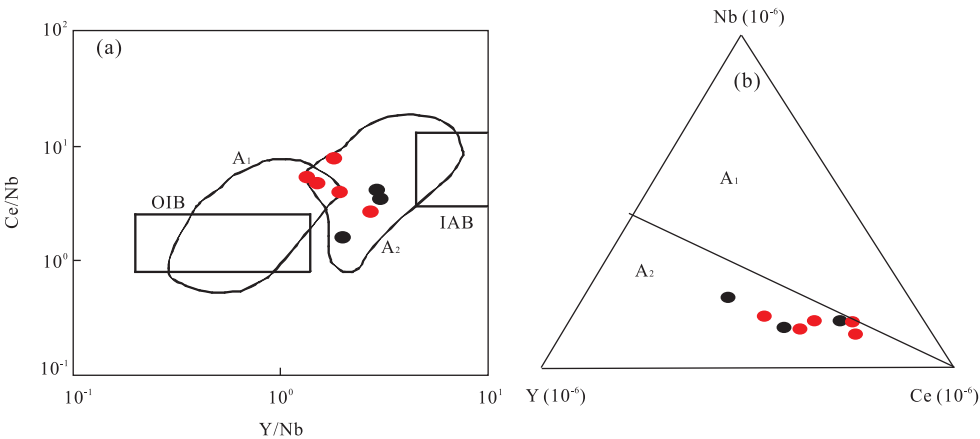


图 12 (a) Y/Nb-Ce/Nb 和 (b) Nb-Y-Ce 判别图解

Fig.12 Discrimination diagrams of (a) Y/Nb-Ce/Nb and (b) Nb-Y-Ce for the Daleishan gneissic granite
A₁, 非造山环境; A₂, 后碰撞环境; OIB, 洋岛; IAB, 岛弧; 图据 Eby *et al.* (1992), Pearce *et al.* (1984); 黑色圆圈代表细粒片麻状花岗岩, 红色圆圈代表中粗粒片麻状花岗岩

形成年代及元素地球化学研究,为新元古代晚期 Rodinia 超大陆在扬子北缘的裂解提供了重要证据;南秦岭地区耀岭河群中变质基性火山岩的锆石 U-Pb 同位素年龄为 808 ± 6 Ma,该火山岩被认为是新元古代晚期 Rodinia 超大陆裂解的产物(李怀坤等, 2003);同位于南秦岭地区的周庵超镁铁质岩体,该岩体主要为二辉橄榄岩,其锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄平均值为 637 ± 4 Ma,为反映扬子北缘 Rodinia 超大陆裂解最晚岩浆活动时间(王梦玺等, 2012)。

新元古代大磊山 A 型花岗岩的厘定,为 Rodinia 超大陆在扬子克拉通北缘的裂解提供了准确的岩石学、年代学和同位素地球化学证据。A 型花岗岩具多成因模式、多样物质来源特征,但形成于拉张环境构造背景已得到越来越多的实例证明(Whalen *et al.*, 1987; Pitcher, 1993)。Eby (1992) 将 A 型花岗岩进一步分为 A₁、A₂ 两个亚类,认为 A₁ 亚类形成于非造山环境下与洋岛岩浆来源相同的地幔分异的产物;A₂ 亚类形成于与陆-陆碰撞或岛弧岩浆作用有关的后碰撞伸展环境下,其物质主要来源于大陆地壳或板下地壳。图 12a 中投图结果显示大磊山 3 个细粒片麻状花岗岩样品比值落于 A₂ 区域中,5 个中粗粒片麻状花岗岩样品比值大部分位于 A₁、A₂ 重合区域;而在图 12b 中,大磊山片麻状花岗岩所有样品值均落于 A₂ 区域,说明大磊山岩石样品为 A₂ 亚类。8 个样品的 Y/Nb 比值范围为 1.29~2.74,贾小辉等(2009)认为岩石中微量元素 Y/Nb>1.2 时,归为 A₂ 亚类,以上岩石地球化学特征指示着大磊山花岗岩形成于后造山拉张环境;邓奇等(2013)根据扬子北缘西乡群中大石沟组和三郎铺组凝灰岩锆石 U-Pb 年龄(789.0 ± 4.4 Ma, 760.4 ± 4.5 Ma),认为其与新元古代裂谷盆地的形成联系较为密切;薛怀民等(2013)在邻区随州-枣阳地区发现年龄为 800~720 Ma 碎屑锆石,也为该超大陆的演化提供了可靠证据;结合大磊山岩体两个同位素锆石 U-Pb 年龄分别为 801.3 ± 3.0 Ma、 796.1 ± 6.3 Ma,通过扬子北缘新元古代 A₂ 型花岗岩的发现,有力地证明了罗迪尼亚超大陆的裂解属于后造山拉张环境。

7 结论

(1) 扬子克拉通北缘大磊山片麻状花岗岩岩石地球化学特征表明其为后造山的 A 型花岗岩,两个年代学样品 LA-ICP-MS 锆石同位素 U-Pb 定年结果显示该花岗岩的结晶年龄为 801.3 ± 3.0 Ma

(MSWD=0.62) 和 796.1 ± 6.3 Ma (MSWD=1.70)。

(2) 大磊山 A 型花岗岩的首次报道,为限定扬子克拉通北缘由俯冲碰撞到后造山伸展的构造背景转换提供了精确的年代学结果,结合本文地球化学数据特征和区域前人的研究成果,其可能形成于罗迪尼亚超大陆俯冲碰撞后引起的陆缘弧后拉张环境。

(3) 大磊山片麻状花岗岩锆石 Hf 同位素分析结果显示,其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值具有正、负不均一特点,说明岩浆形成于壳幔混合作用,其中幔源端元可能源自于陆缘弧后拉张环境下上涌的地幔岩浆,而壳源端元则可能来自于扬子板块古元古代形成的古老地壳。

致谢:衷心感谢中国地质大学(武汉)地球科学学院郑建平教授、彭松柏教授的指导意见及两位匿名审稿人的修改意见。

References

- Amelin, Y., Lee, D. C., Halliday, A. N., et al., 1999. Nature of the Earth Searliest Crust from Hafnium Isotopes in Single Detrital Zircons. *Nature*, (399): 252–255.
- Ao, W. H., Zhang, Y. K., Zhang, R. Y., et al., 2014. Neoproterozoic Crustal Accretion of the Northern Margin of Yangtze Plate: Constrains from Geochemical Characteristics, LA-ICP-MS Zircon U-Pb Chronology and Hf Isotopic Compositions of Trondhjemite from Zushidian Area, Harman Region. *Geological Review*, 60 (6): 1393–1408 (in Chinese with English abstract).
- Cui, X. Z., Jiang, X. S., Wang, J., et al., 2012. Zircon Shrimp U-Pb Age of Jinkouhe Diabase Dykes in Ebian Area of Western Sichuan Province and Its Implications for the Breakup of Rodinia. *Geological Bulletin of China*, 31 (7): 1131–1141 (in Chinese with English abstract). doi:10.3969/j.issn.1671-2552.2012.07.013
- Deng, Q., Wang, J., Wang, Z. J., et al., 2013. Zircon U-Pb Ages for Tuffs from the Dashigou and Sanlangpu Formations of the Xixiang Group in the Northern Margin of Yangtze Block and Their Geological Significance. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 43 (3): 797–808, 819 (in Chinese with English abstract).
- Diwu, C. R., Sun, Y., Liu, C. L., et al., 2007. Zircon U-Pb Ages and Hf Isotopes and Their Geological Significance of Yiyang TTG Gneisses from Henan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (2): 253–262 (in Chinese with English abstract).
- Eby, G. N., 1992. Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids; Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, 20: 641–644.
- Harrison, T. M., Blichert-Toft, J., Müller, W., et al., 2005. Heter-

- ogeneous Hadean Hafnium: Evidence of Continental Crust at 4.4 to 4.5 Ga. *Science*, 310(5756): 1947—1950.
- Jia, X. H., Wang, Q., Tang, G. J., 2009. A-Type Granites: Research Progress and Implications. *Geotectonica et Metallogenia*, 33(3): 465—480 (in Chinese with English abstract).
- Jiang, X. F., Peng, S. B., Polat, A., et al., 2016. Geochemistry and Geochronology of Mylonitic Metasedimentary Rocks Associated with the Proterozoic Miaowan Ophiolite Complex, Yangtze Craton, China: Implications for Geodynamic Events. *Precambrian Research*, (279): 37—56. doi:10.1016/j.precamres.2016.04.004
- Le Maitre, R. W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193.
- Li, H. K., Lu, S. N., Chen, Z. H., et al., 2003. Zircon U-Pb Geochronology of Rift-Type Volcanic Rocks of the Yaolinghe Group in the South Qinling Orogen. *Geological Bulletin of China*, 22(10): 775—781 (in Chinese with English abstract). doi:10.3969/j.issn.1671-2552.2003.10.005
- Li, X. H., Zhou, H. W., Li, Z. X., et al., 2001. Zircon U-Pb Age and Petrochemical Characteristics of the Neoproterozoic Bimodal Volcanics from Western Yangtze Block. *Geochimica*, 30(4): 315—322 (in Chinese with English abstract).
- Liu, X. C., Dong, S. W., Li, S. Z., et al., 2005. Timing of the Hong'an Group in Hubei: Constraints from U-Pb Dating of Metagranitic Intrusions. *Geology in China*, 32(1): 75—81 (in Chinese with English abstract). doi:10.3969/j.issn.1000-3657.2005.01.010
- Liu, Y. S., Gao, S., Hu, Z. C., et al., 2009. Continental and Oceanic Crust Recycling-Induced Melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths. *Journal of Petrology*, 51(1-2): 537—571. doi:10.1093/petrology/egp082
- Liu, Y. S., Hu, Z. C., Gao, S., et al., 2008. In Situ Analysis of Major and Trace Elements of Anhydrous Minerals by LA-ICP-MS without Applying an Internal Standard. *Chemical Geology*, 257(1-2): 34—43. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.08.004
- Liu, Y. S., Hu, Z. C., Zong, K. Q., et al., 2010. Reappraisal and Refinement of Zircon U-Pb Isotope and Trace Element Analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535—1546. doi:10.1007/s11434-010-3052-4
- Loiselle, M. C., Wones, D. R., 1979. Characteristics and Origin of Anorogenic Granites. *Geological Society of America Abstracts*, 11: 468.
- Lu, C. Z., Dong, C. W., Gu, M. G., et al., 2006. Discovery of the Neoproterozoic Daolinshan A-Type Granite in Zhejiang and Its Tectonic Implications. *Geology in China*, 33(5): 1044—1051 (in Chinese with English abstract). doi:10.3969/j.issn.1000-3657.2006.05.013
- Lu, S. N., 1998. A Review of Advance in the Research on the Neoproterozoic Rodinia Supercontinent. *Geological Review*, 44(5): 489—495 (in Chinese with English abstract).
- Lu, S. N., Li, H. K., Chen, Z. H., et al., 2004. Relationship between Neoproterozoic Cratons of China and the Rodinia. *Earth Science Frontiers*, 11(2): 515—523 (in Chinese with English abstract).
- Ludwig, K. R., 2003. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California, 39.
- McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223—253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4
- Middlemost, E. A. K., 1985. Magmas and Magmatic Rocks. Longman, London.
- Niu, B. G., Fu, Y. L., Liu, Z. G., et al., 1994. Main Tectonothermal Events and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of the Tongbai-Dabie Mts. *Acta Geoscientia Sinica*, 1(2): 20—32 (in Chinese with English abstract).
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956—983. doi:10.1093/petrology/25.4.956
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63—81. doi:10.1007/bf00384745
- Peng, S. B., Kusky, T. M., Jiang, X. F., et al., 2012. Geology, Geochemistry, and Geochronology of the Miaowan Ophiolite, Yangtze Craton: Implications for South China's Amalgamation History with Rodinia Supercontinent. *Gondwana Research*, 21(2012): 577—594.
- Peng, S. B., Liu, S. F., Lin, M. S., et al., 2016a. Early Paleozoic Subduction in Cathaysia (I): New Evidence from Nudong Ophiolite. *Earth Science*, 41(5): 765—778 (in Chinese with English abstract).
- Peng, S. B., Liu, S. F., Lin, M. S., et al., 2016b. Early Paleozoic Subduction in Cathaysia (II): New Evidence from the Dashuang High Magnesian-Magnesian Andesite. *Earth Science*, 41(6): 931—947 (in Chinese with English abstract).
- Pitcher, W. S., 1993. The Nature and Origin of Granite. Blackie Academic and Professional, Chapman and Hall, London.
- Qi, L., Hu, J., Gregoire, D. C., 2000. Determination of Trace Elements in Granites by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Talanta*, 51: 507—513.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic

- Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42 (1): 313—345. doi: 10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19
- Wang, D. Z., Zhao, G. T., Qiu, J. S., 1995. The Tectonic Constraint on the Late Mesozoic A-Type Granitoids in Eastern China. *Geological Journal of Universities*, 1 (2): 13—21 (in Chinese with English abstract).
- Wang, M. X., Wang, Y., Zhao, J. H., 2012. Zircon U-Pb Dating and Hf-O Isotopes of the Zbouan Ultramafic Intrusion in the Northern Margin of the Yangtze Block, SW China: Constraints on the Nature of Mantle Source and Timing of the Supercontinent Rodinia Breakup. *Chinese Science Bulletin*, 57 (34): 3283—3294 (in Chinese).
- Wang, Q., Zhao, Z. H., Xiong, X. L., 2000. The Ascertainment of Late-Yanshanian A-Type Granite in Tongai-Dabie Orogenic Belt. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 19 (4): 297—306 (in Chinese with English abstract).
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95 (4): 407—419. doi: 10.1007/bf00402202
- Wu, Y. B., Zheng, Y. F., 2004. Genesis of Zircon and Its Constraints on Interpretation of U-Pb Age. *Chinese Science Bulletin*, 49 (16): 1586—1604 (in Chinese with English abstract).
- Xu, B., 2001. Recent Study of the Rodinia Supercontinent Evolution and Its Main Goal. *Geological Science and Technology Information*, 20 (1): 15—19 (in Chinese with English abstract). doi: 10.3969/j.issn.1000—7849.2001.01.003
- Xu, X. Y., Xia, L. Q., Chen, J. L., et al., 2009. Zircon U-Pb Dating and Geochemical Study of Volcanic Rocks from Sunjiahe Formation of Xixiang Group in Northern Margin of Yangtze Plate. *Acta Petrologica Sinica*, 25 (12): 3309—3326 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Y., Yang, K. G., Polat, A., et al., 2016. The 860 Ma Mafic Dikes and Granitoids from the Northern Margin of the Yangtze Block, China: A Record of Oceanic Subduction in the Early Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 275: 310—331. doi: 10.1016/j.precamres.2016.01.021
- Xue, H. M., Ma, F., 2013. Detrital-Zircon Geochronology from the Metasedimentary Rocks of the Suizhou Group in the Southern Foot of the Tongbaishan Orogen and Their Geological Significance. *Acta Petrologica Sinica*, 29 (2): 564—580 (in Chinese with English abstract).
- Yang, W. R., Wang, G. C., Jian, P., 2000. Study on the Tectono-Chronology of the Dabie Orogenic Belt. China University of Geosciences Press, Wuhan, 533 (in Chinese).
- Yang, W. R., Yang, K. G., Liu, Z. M., et al., 1999. Caledonian Tectono-Thermal Event in Tongbai-Dabie Orogenic Belt and Its Significance. *Earth Science Frontiers*, 6 (4): 247—253 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J. Y., Ma, C. Q., She, Z. B., et al., 2007. The Early Paleozoic Tiesi Syn-Collisional Granite in the Northern Dabie Orogen: Geochronological and Geochemical Constraints. *Science in China (Series D)*, 37 (1): 1—9 (in Chinese).
- Zhang, Q., Ran, H., Li, C. D., 2012. A-Type Granite: What is the Essence? *Acta Petrologica et Mineralogica*, 31 (4): 621—626 (in Chinese with English abstract). doi: 10.3969/j.issn.1000—6524.2012.04.014
- Zhang, S. M., Jiang, G. L., Liu, K. F., et al., 2014. Evolution of Neoproterozoic-Mesozoic Sedimentary Basins in Qinling-Dabie Orogenic Belt. *Earth Science*, 39 (8): 1185—1199 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Y. Z., Wang, Y. J., Guo, X. F., et al., 2015. Geochronology and Geochemistry of Cihua Neoproterozoic High-Mg Andesites in Jiangnan Orogen and Their Tectonic Implications. *Earth Science*, 40 (11): 1781—1795 (in Chinese).
- Zhao, J. H., Zhou, M. F., 2008. Neoproterozoic Adakitic Plutons in the Northern Margin of the Yangtze Block, China: Partial Melting of a Thickened Lower Crust and Implications for Secular Crustal Evolution. *Lithos*, 104 (1—4): 231—248. doi: 10.1016/j.lithos.2007.12.009
- Zhao, J. H., Zhou, M. F., 2009. Secular Evolution of the Neoproterozoic Lithospheric Mantle underneath the Northern Margin of the Yangtze Block, South China. *Lithos*, 107 (3—4): 152—168. doi: 10.1016/j.lithos.2008.09.017
- Zhao, Z. H., Xiong, X. L., Wang, Q., et al., 2008. Some Aspects on Geochemistry of Nb and Ta. *Geochimica*, 37 (4): 304—320 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. F., 2003. Neoproterozoic Magmatic Activity and Global Change. *Chinese Science Bulletin*, 48 (16): 1639—1656 (in Chinese).
- Zhou, J. B., Li, X. H., Ge, W. C., et al., 2007. Geochronology, Mantle Source and Geological Implications of Neoproterozoic Ultramafic Rocks from Yuanbaoshan Area of Northern Guangxi. *Geological Science and Technology Information*, 26 (1): 11—18 (in Chinese with English abstract). doi: 10.3969/j.issn.1000—7849.2007.01.002

附中文参考文献

- 敖文昊, 张宇昆, 张瑞英, 等, 2014. 新元古代扬子北缘地壳增生事件: 来自汉南祖师店奥长花岗岩地球化学、锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学和 Hf 同位素证据. 地质论评, 60 (6): 1393—1408.

- 崔晓庄,江新胜,王剑,等,2012.川西峨边地区金口河辉绿岩脉 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其对 Rodinia 裂解的启示.地质通报,31(7):1131-1141.
- 邓奇,王剑,汪正江,等,2013.扬子北缘西乡群大石沟组和三郎铺组凝灰岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义.吉林大学学报(地球科学版),43(3):797-808,819.
- 第五春荣,孙勇,林慈銮,等,2007.豫西宜阳地区 TTG 质片麻岩锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素地质学.岩石学报,23(2):253-262.
- 贾小辉,王强,唐功建,2009.A 型花岗岩的研究进展及意义.大地构造与成矿学,33(3):465-480.
- 李怀坤,陆松年,陈志宏,等,2003.南秦岭耀岭河群裂谷型火山岩锆石 U-Pb 年代学.地质通报,22(10):775-781.
- 李献华,周汉文,李正祥,等,2001.扬子块体西缘新元古代双峰式火山岩的锆石 U-Pb 年龄和岩石化学特征.地球化学,30(4):315-322.
- 刘晓春,董树文,李三忠,等,2005.湖北红安群的时代:变质花岗质侵入体 U-Pb 定年提供的制约.中国地质,32(1):75-81.
- 卢成忠,董传万,顾明光,等,2006.浙江道林山新元古代 A 型花岗岩的发现及其构造意义.中国地质,33(5):1044-1051.
- 陆松年,1998.新元古时期 Rodinia 超大陆研究进展述评.地质论评,44(5):489-495.
- 陆松年,李怀坤,陈志宏,等,2004.新元古时期中国古大陆与罗迪尼亚超大陆的关系.地学前缘,11(2):515-523.
- 牛宝贵,富云莲,刘志刚,等,1994.桐柏一大别山主要构造热事件及 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 地质定年研究.地球学报,1(2):20-32.
- 彭松柏,刘松峰,林木森,等,2016a.华夏早古生代俯冲作用(I):来自糯洞蛇绿岩的新证据.地球科学,41(5):765-778.
- 彭松柏,刘松峰,林木森,等,2016b.华夏早古生代俯冲作用(II):大爽高镁-镁质安山岩新证据.地球科学,41(6):931-947.
- 王德滋,赵广涛,邱检生,1995.中国东部晚中生代 A 型花岗岩的构造制约.高校地质学报,1(2):13-21.
- 王梦玺,王焰,赵军红,2012.扬子板块北缘周庵超镁铁质岩体锆石 U/Pb 年龄和 Hf-O 同位素特征:对源区性质和 Rodinia 超大陆裂解时限的约束.科学通报,57(34):3283-3294.
- 王强,赵振华,熊小林,2000.桐柏一大别造山带燕山晚期 A 型花岗岩的厘定.岩石矿物学杂志,19(4):297-306.
- 吴元保,郑永飞,2004.锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约.科学通报,49(16):1589-1604.
- 徐备,2001.Rodinia 超大陆构造演化研究的新进展和主要目标.地质科技情报,20(1):15-19.
- 徐学义,夏林圻,陈隽璐,等,2009.扬子地块北缘西乡群孙家河组火山岩形成时代及元素地球化学研究.岩石学报,25(12):3309-3326.
- 薛怀民,马芳,2013.桐柏山造山带南麓随州群变沉积岩中碎屑锆石的年代学及其地质意义.岩石学报,29(2):564-580.
- 杨巍然,杨坤光,刘忠明,等,1999.桐柏一大别造山带加里东期构造热事件及其意义.地学前缘,6(4):247-253.
- 杨巍然,王国灿,简平,2000.大别造山带构造年代学.武汉:中国地质大学出版社,533.
- 张金阳,马昌前,余振兵,等,2007.大别造山带北部铁佛寺早古生代同碰撞型花岗岩:地球化学和年代学证据.中国科学(D辑),37(1):1-9.
- 张旗,冉骝,李承东,2012.A 型花岗岩的实质是什么? 岩石矿物学杂志,31(4):621-626.
- 张思敏,姜高磊,柳坤峰,等,2014.秦岭一大别新元古代一中生代沉积盆地演化.地球科学,39(8):1185-1199.
- 张玉芝,王岳军,郭小飞,等,2015.江南中段慈化地区新元古代高镁安山岩的厘定及其构造意义.地球科学,40(11):1781-1795.
- 赵振华,熊小林,王强,等,2008.铌与钽的某些地球化学问题.地球化学,37(4):304-320.
- 郑永飞,2003.新元古代岩浆活动与全球变化.科学通报,48(16):1639-1656.
- 周继彬,李献华,葛文春,等,2007.桂北元宝山地区超镁铁岩的年代、源区及其地质意义.地质科技情报,26(1):11-18.