

中国东部新生代玄武岩的地幔源区特征

钱生平^{1,2}, 任钟元¹, 张银慧^{1,2}, 洪路兵^{1,2}, 张乐^{1,2},
张艳^{1,2}, 刘建强^{1,2}, 宋茂双¹

(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, 广东 广州 510640; 2.中国科学院 大学, 北京 100049)

摘要: 作为华北克拉通破坏的响应, 华北地区广泛发育新生代玄武岩。尽管前人对这些玄武岩做了大量的研究, 但是对其地幔源区性质及成因机制仍存在激烈争论。本文首次报道山东山旺新生代玄武岩中橄榄石斑晶捕获的熔体包裹体的研究结果。相对于全岩成分, 熔体包裹体的成分更加复杂, 碱性玄武岩中熔体包裹体不仅有碱性玄武质, 碱性粗面玄武质成分, 同时还有拉斑玄武质成分。这指示新生代玄武岩的形成主要是受控于贫硅与富硅熔体的混合。碱性玄武岩中的熔体包裹体中存在拉斑玄武质熔体意味着在山东地区新生代玄武岩中首次发现拉斑玄武质组分, 暗示新生代玄武岩地幔源区比之前认识的更加复杂和不均一, 碱性玄武岩地幔源区同样存在富硅组分。综合华北、东北新生代玄武岩数据, 可以把这些玄武岩划分为三类: 低硅, 高硅以及中间类型。低硅玄武岩具有高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, FeO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 和 Sm/Yb , 低的 SiO_2 和 Ba/Th 比值; 高硅玄武岩具有低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, FeO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 和 Sm/Yb , 高 SiO_2 和 Ba/Th 比值, $(\text{Th}/\text{La})_N < 1$ 和 $(\text{Th}/\text{Ba})_N < 1$ 。结合实验岩石学数据推断低硅玄武岩形成于贫硅辉石岩和富含角闪石的岩石的部分熔融, 这些辉石岩和富含角闪石的岩石形成于近期的岩石圈地幔交代事件; 高硅玄武岩的地幔源区含有富硅的古老大洋下地壳组分, 结合实验岩石学数据推断高硅玄武岩形成于富硅辉石岩和橄榄岩的部分熔融。

关键词: 新生代玄武岩; 华北克拉通; 高硅玄武岩; 源区岩性

中图分类号: P581 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2015)06-1119-022

大量的研究表明, 华北克拉通在显生宙时期遭受大规模的减薄和破坏, 这一去克拉通化过程导致中生代、新生代广泛发育岩浆活动(Xu, 2001; Zhang et al., 2002; Wu et al., 2003; Gao et al., 2004; Tang et al., 2006; Zou et al., 2008; Xiong et al., 2011; 匡永生等, 2012; 钟军伟和黄小龙, 2012)。鉴于幔源岩石的成因是探讨深部动力学过程的重要前提, 近年来, 华北中、新生代镁铁质岩浆活动受到国内外地学界的广泛关注。其中新生代时期岩浆活动的产物主要是玄武岩, 岩性主要以碱性和强碱性为主(Xu et al.,

2009)。近年来国内外学者对这些玄武岩进行了大量的岩石学, 地球化学研究, 研究表明新生代玄武岩具有与洋岛玄武岩(OIB)相类似的微量元素特征和同位素组成(Zhou and Armstrong., 1982; Song et al., 1990; Basu et al., 1991; Xu et al., 2005; Choi et al., 2008; Zhang et al., 2009; Zeng et al., 2011; Xu et al., 2012a; Hong et al., 2013)。然而对于这些玄武岩的成因还存在较大的争议: 是上涌的软流圈地幔, 或其与岩石圈地幔相互作用的产物(Song et al., 1990; Zhi et al., 1990; Basu et al., 1991; Xu et al., 2005; Tang et

收稿日期: 2014-03-28; 改回日期: 2014-05-09

项目资助: 国家自然科学基金重大研究计划(91214202)资助。

第一作者简介: 钱生平(1986-), 男, 博士研究生, 主要从事岩石地球化学研究。Email: qianshengping@126.com

通信作者: 任钟元(1962-), 男, 研究员, 从事岩石学和地球化学方向研究。Email: zyren@gig.ac.cn

al., 2006; Chen et al., 2007), 还是形成于碳酸盐化的橄榄岩部分熔融(Zeng et al., 2010), 或者是部分熔融残余的大陆下地壳与软流圈地幔橄榄岩机械混合(或残余大陆下地壳熔体交代地幔橄榄岩)(Chen et al., 2009; Zeng et al., 2011; Chu et al., 2013), 或者是俯冲的太平洋板片熔体与地幔橄榄岩熔体混合或交代上覆地幔形成富辉石岩地幔源区(Zhang et al., 2009; Xu et al., 2012a; Xu et al., 2012b; Sakuyama et al., 2013), 或者是玄武岩地幔源区存在古老的沉积物组分(Sakuyama et al., 2013; Qian et al., 2015)?

存在这么多不同的认识一个重要原因是没有全面综合对比新生代玄武岩的地球化学特征, 并且这些认识基本上基于传统的全岩地球化学分析。由于部分熔融以及熔体提取过程中岩浆的混合作用, 喷发的玄武岩成分只能代表地幔熔融区域不同源区, 不同深度, 不同熔融程度下产生的熔体以不同比例混合的产物, 因此全岩的成分可能只能反映地幔源区的部分信息(Saal, 1998; Sobolev et al., 2000; Ren et al., 2005; Maclennan, 2008; Qian et al., 2015)。最近的研究发现大洋玄武岩的同位素不均一性甚至在微米级别的熔体包裹体中被观察到, 这指示了地幔源区的高度不均一性。并且与喷发的玄武岩相比, 熔体包裹体的成分表现出更大的不均一性和更大的成分变化范围, 表明玄武岩全岩成分不能全面反映地幔源区特征(Saal, 1998; Sobolev et al., 2000; Ren et al., 2005; Maclennan, 2008)。因此相对于全岩, 橄榄石斑晶中的熔体包裹体的成分可以提供更详细的有关岩浆的物理化学特征、岩浆演化等方面的信息, 更能准确的反映地幔源区的特征, 是恢复地幔源区物质组成和熔融过程的重要工具。为此, 本文通过综合研究新生代玄武岩的地球化学特征, 并结合华北克拉通东南部山东山旺和擦马山地区新生代玄武岩及橄榄石斑晶中的熔体包裹体的成分特征, 限定新生代玄武岩的地幔源区性质。

1 研究区地质背景及岩石特征

华北克拉通作为世界上最古老的克拉通之一, 存在 3.8 Ga 的地壳岩石(Liu et al., 1992)。然而到中、新生代时期, 华北克拉通经历了广泛的构造和热活化, 出现广泛的岩浆活动(Xu, 2001; Zhang et al., 2002; Wu et al., 2003; Gao et al., 2004; 范蔚茗和郭锋, 2005; Tang et al., 2006; Xu et al., 2012a; Hong et al., 2013)。基于华北古生代金伯利岩和新生代玄武

岩中地幔捕虏体的岩石学、地球化学研究发现, 华北克拉通东部早期古老的巨厚岩石圈地幔在古生代后被薄的大洋型岩石圈地幔所取代(Menzies et al., 1993; Griffin et al., 1998)。

山东位于华北克拉通东部块体的东南部, 以郯庐断裂为界, 一般称郯庐断裂以西地区为鲁西地区, 郯庐断裂以东地区为胶东地区(图 1)。

山东新生代玄武岩的 K-Ar 定年结果显示, 岩浆活动始于中新世初期(24 Ma 左右), 终于更新世中期(0.33 Ma)(罗丹等, 2009)。其中早期的新生代玄武岩主要分布在潍坊、临朐、昌乐、沂水一带(位于郯庐断裂带内部或者西侧); 而晚期的玄武岩在胶东北部地区有零星出露, 如栖霞、蓬莱, 鲁西的无棣地区(罗丹等, 2009)。本文的研究区位于郯庐断裂带西侧的昌乐-临朐新生代火山断陷盆地内, 该区玄武岩呈似层状直接覆盖在第三纪五图组含煤河湖相沉积岩之上, 形成大面积熔岩台地或熔岩穹丘, 柱状节理发育。

本次研究的新生代玄武岩采自山东临朐县的山旺和擦马山地区(图 1), 是临朐-昌乐火山岩的一部分。山旺盆地新生代玄武岩的最新 Ar-Ar 定年结果显示, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄分别为 21.0 ± 2.5 Ma (牛山期)、 $17\sim 18$ Ma (山旺期)和 17.3 ± 1.5 Ma (尧山期)(He et al., 2011)。10 个玄武岩样品呈灰黑色, 具斑状结构、块状构造。斑晶主要为橄榄石, 自形-半自形, 橄榄石粒径大多为 0.2~1 mm。基质为斜长石, 橄榄石, 磁铁矿, 普通辉石, 沸石以及火山玻璃。在橄榄石斑晶中发现大量熔体包裹体, 熔体包裹体大多呈椭圆形, 其内部出现细小的结晶矿物, 部分可见小气泡。熔体包裹体大多在 20~70 μm 之间。

2 分析方法

首先把岩石样品切成小片, 选取一部分用来制作薄片, 其余全部碎成小块, 从中挑选新鲜的部分用于主量元素分析。所有的前处理工作, 主量、微量元素以及电子探针分析都是在中科院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。

先把样品制成玻璃饼, 用 Rigaku ZSX-100e XRF 仪器测定样品的主量元素含量, 具体的操作步骤可参考 Goto and Tatsumi (1996)。对于 SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O 分析精度优于 3%; TiO_2 , MnO , P_2O_5 优于 5%。用 PE Elan 6000 型 ICP-MS 测定全岩微量元素, 大多数元素的测量相对标准偏

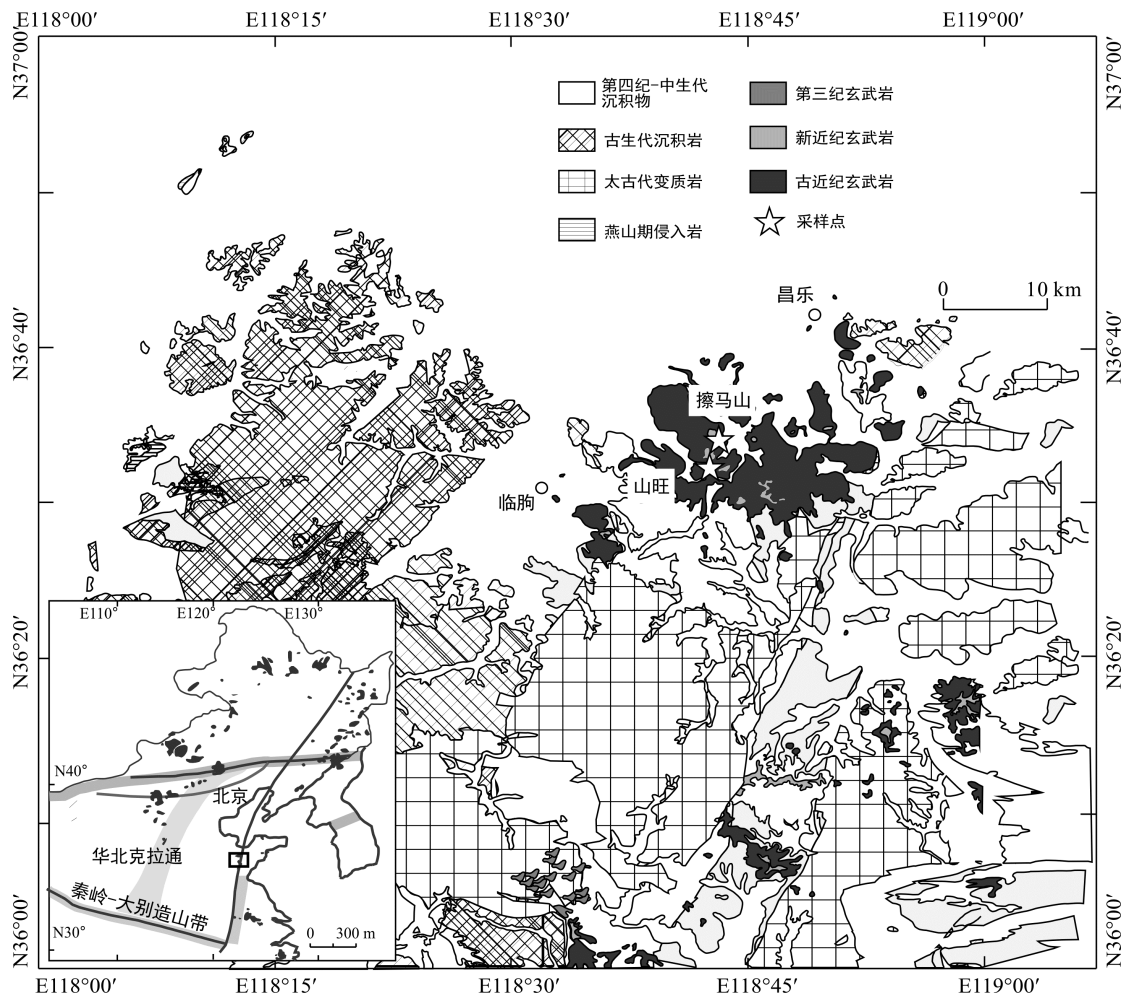


图 1 华北、东北新生代玄武岩的分布图(a)和山东昌乐-临朐区域地质简图和采样点位置(b, 据山东省地质矿产局, 1991; Zhao et al., 2001; Xu et al., 2005)

Fig.1 The distributions of Cenozoic basalts in northern China and northeastern China (a), and schematic geological maps showing the Changle-Linqu area in Shandong province and sampling locations (b)

差 < 3%, 具体的分析过程和测试步骤参考刘颖等 (1996)。

熔体包裹体在捕获后会发生脱玻化结晶出一些微晶, 难以用电子探针获得准确的熔体包裹体的成分数据。为了获得准确的熔体包裹体的成分数据, 前人广泛应用加热均一化熔体包裹体的方法(Sobolev et al., 2000; Danyushevsky et al., 2002; Ren et al., 2005)。在 1 个大气压下使用气体混合炉对熔体包裹体均一化加热, 加热温度为 1250 °C, 氧逸度条件为 QFM Buffer。在 1250 °C 条件下加热 10 min, 分十段加热, 然后迅速把样品提到加热炉之上, 让其冷却。把加热好的橄榄石镶嵌在树脂靶上进行研磨, 使熔体包裹体露出表面并对其抛光, 对树脂靶进行喷碳镀膜, 用电子探针分析熔体包裹体和寄主橄榄石的成分。

矿物和熔体包裹体的主量元素分析在 JEOL JXA-8100 型电子探针上进行。橄榄石的测定条件参

考 Sobolev et al. (2007): 电压 20 kV, 电流 300 nA, 束斑直径 2 μm。熔体包裹体的测试条件参考 Wang and Gaetani (2008): 电压 15 kV, 束斑直径 3 μm, 电流 20 nA。为了监测仪器偏移, 在每批次分析前后都测试内部橄榄石标样(汉诺坝地幔橄榄石)和玻璃标样 JB-2 (Ren et al., 2004)。橄榄石标样: SiO₂、MgO 的分析精度优于 0.02%, FeO、CaO、NiO、MnO 优于 0.01% (2σ, n=30)。玻璃标样: SiO₂、Al₂O₃、FeO、MgO 的分析精度分别好于 0.36%, Al₂O₃、CaO、Na₂O、K₂O、TiO₂、MnO、NiO、P₂O₅ 优于 0.11% (2σ, n=25)。

3 结果与讨论

3.1 全岩和熔体包裹体成分

本文对山东新生代玄武岩全岩主量、微量(表 1)和橄榄石斑晶中的熔体包裹体进行了主量元素分析

(表 2)。根据 Lebas et al. (1986)的分类方法, 山旺和擦马山玄武岩样品在硅碱图上投影于玄武岩区域, 位于碱性系列-亚碱性系列分界线的上方(图 2a), 属于碱性系列。我们对 10 件玄武岩(山旺 4 件和擦马山 6 件)中的橄榄石捕获的 191 个熔体包裹体进行了电子探针分析。熔体包裹体被捕获后与寄主橄榄石再平衡过程中会发生所谓的铁丢失, 并且寄主橄榄石 Fo 越高铁丢失量越大(Danyushevsky et al., 2000)。因此除了对熔体包裹体进行加热均一化之外, 我们用 Danyushevsky et al. (2000)的方法和 Ford et al. (1983)的模型对熔体包裹体再平衡过程中发生的铁丢失进行校正。捕获时初始熔体的 FeO^T 的含量可根

据全岩的结晶分异趋势确定, 假定玄武岩的 FeO^T 为 12.23%, $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}=9.0$ (FeO^T 为全铁含量, 氧逸度为 QFM Buffer)。校正后的熔体包裹体成分见图 2 和表 2。熔体包裹体主量元素成分特征总体上比全岩更加复杂, 单个碱性玄武岩中的熔体包裹体不仅具有拉斑玄武质成分, 还有碧玄岩, 碱性玄武岩, 碱性粗面玄武岩成分(图 2)。这指示新生代玄武岩地幔源区比之前认识的更加不均一, 玄武质岩浆的形成可能是不同成分的熔体混合的结果。在山东甚至整个山东以东地区、东北地区都没有发现拉斑玄武质成分, 但是根据我们的熔体包裹体成分的结果, 可以肯定源区存在拉斑玄武质组分, 这一组分显然是富硅的。

表 1 山旺和擦马山玄武岩主量(%)和微量($\mu\text{g/g}$)元素分析结果
Table 1 Major (%) and trace ($\mu\text{g/g}$) element compositions of Shanwang and Camashan basalt

样品	S-1	S-1R	S-2	S-3	C-1	C-2	C-3	C-4	C-5	C-6
SiO ₂	43.84	43.62	43.89	45.83	47.61	47.62	47.62	47.75	47.74	47.74
TiO ₂	2.60	2.58	2.60	2.25	2.25	2.33	2.25	2.30	2.30	2.34
Al ₂ O ₃	12.99	12.92	13.01	13.03	14.58	14.63	14.60	14.59	14.62	14.74
Fe ₂ O ₃	12.36	12.29	12.52	12.76	12.31	12.33	12.26	12.22	12.24	12.19
MnO	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16
MgO	10.80	10.73	10.87	10.56	8.17	7.94	8.20	7.84	7.98	7.66
CaO	10.07	10.01	9.72	8.88	9.52	9.57	9.43	9.42	9.39	9.40
Na ₂ O	2.93	3.00	3.34	2.36	2.70	2.67	2.75	2.75	2.78	2.93
K ₂ O	0.63	0.64	0.64	1.66	1.79	1.83	1.71	1.94	1.92	1.91
P ₂ O ₅	0.60	0.61	0.63	0.45	0.44	0.44	0.44	0.47	0.45	0.46
Total	100.04	100.06	100.04	100.03	100.09	100.10	100.08	100.10	100.10	100.11
Sc	21.6	21.0	20.3	20.2	20.8	21.2	19.2	21.2	20.1	20.1
Ni	242	256	270	270	151	151	285	152	152	142
Rb	27.7	20.3	19.4	19.3	15.0	15.3	16.8	16.1	15.0	15.4
Sr	794	753	558	571	636	656	678	657	623	632
Y	20.0	20.5	17.9	18.1	18.0	18.8	17.7	19.5	18.2	18.4
Zr	203	211	165	166	165	166	177	175	166	119
Nb	52.5	54.3	32.3	32.7	29.9	30.7	35.9	33.0	31.3	22.8
Cs	0.54	0.33	0.19	0.18	0.09	0.09	0.14	0.11	0.11	0.13
Ba	483	452	286	283	300	313	257	325	309	308
La	35.76	36.93	22.22	22.40	21.68	22.48	27.11	24.24	22.05	23.00
Ce	72.00	74.07	46.11	48.04	46.81	47.05	55.37	51.98	48.37	49.33
Pr	8.75	8.94	6.07	6.10	6.15	6.19	7.00	6.55	6.31	6.29
Nd	33.54	34.13	24.20	24.76	25.03	25.67	27.83	26.93	25.14	25.76
Sm	6.55	6.66	5.11	5.05	5.19	5.36	5.42	5.65	5.26	5.47
Eu	2.10	2.11	1.71	1.69	1.74	1.79	1.74	1.87	1.78	1.78
Gd	5.93	6.27	4.91	4.95	4.94	5.15	5.10	5.42	4.97	5.22
Tb	0.87	0.87	0.74	0.74	0.74	0.76	0.73	0.81	0.76	0.77
Dy	4.28	4.37	3.76	3.82	3.75	3.94	3.76	4.11	3.84	3.88
Ho	0.76	0.77	0.67	0.68	0.69	0.70	0.66	0.73	0.69	0.70
Er	1.89	1.91	1.68	1.69	1.66	1.73	1.55	1.79	1.70	1.69
Tm	0.25	0.25	0.22	0.22	0.22	0.22	0.21	0.25	0.22	0.22
Yb	1.40	1.44	1.30	1.30	1.34	1.33	1.25	1.38	1.33	1.32
Lu	0.20	0.21	0.19	0.19	0.19	0.19	0.17	0.20	0.20	0.20
Hf	4.80	4.87	3.99	4.00	3.92	3.99	4.06	4.14	3.99	2.78
Ta	3.40	3.51	2.11	2.12	2.00	2.05	2.38	2.15	2.00	0.73
Pb	2.19	2.31	1.72	1.65	1.65	2.78	2.00	2.03	1.59	1.59
Th	3.86	3.99	2.20	2.13	1.83	1.87	2.61	2.04	1.88	1.94
U	0.98	1.05	0.64	0.64	0.60	0.61	0.86	0.66	0.60	0.62

表 2 山旺和擦马山玄武岩中橄榄石捕获的熔体包裹体的主量元素(%)分析结果

Table 2 Major element (%) compositions of olivine-hosted melt inclusions in Shanwang and Camashan basalt

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
S-3-1	46.40	2.86	16.59	7.40	0.09	8.51	10.79	3.95	2.02	0.58	99.47
S-3-2	46.77	3.28	16.98	6.85	0.08	8.10	11.04	3.64	1.84	0.60	99.43
S-3-3	46.55	2.86	16.17	7.21	0.10	8.23	11.51	3.77	1.89	0.61	99.13
S-3-4	44.24	0.96	15.39	16.56	0.15	9.18	12.09	0.44	0.16	0.01	99.20
S-3-5	46.41	2.97	16.60	7.71	0.09	7.94	11.23	3.72	1.92	0.61	99.43
S-3-6	46.70	3.11	16.13	8.62	0.12	8.08	10.89	3.78	1.65	0.56	99.90
S-3-7	51.30	0.88	16.95	15.73	0.22	7.79	3.18	1.29	1.99	0.59	99.96
S-3-8	49.06	3.16	15.89	6.79	0.10	8.32	8.67	3.84	2.36	0.86	99.19
S-3-9	48.04	3.20	16.69	7.39	0.11	7.79	8.56	4.19	2.73	0.61	99.49
S-3-10	46.89	3.61	12.08	20.67	0.27	7.96	6.59	0.50	0.53	0.48	99.61
S-3-11	46.71	3.02	16.32	7.47	0.11	8.12	11.37	3.93	1.90	0.57	99.77
S-3-12	47.13	2.98	16.25	6.70	0.09	8.71	10.82	3.85	2.13	0.58	99.51
S-3-13	50.42	2.29	9.39	10.64	0.15	16.67	5.91	1.25	2.35	0.55	99.79
S-3-14	45.38	4.09	17.35	6.61	0.08	8.34	10.87	3.72	2.13	0.35	99.72
S-3-15	43.91	3.34	16.23	7.04	0.10	9.46	12.36	4.35	2.16	0.63	99.80
S-3-16	49.95	2.98	12.20	13.30	0.20	9.26	8.45	1.50	1.15	0.47	99.50
S-3-17	47.74	2.78	16.20	6.50	0.08	8.82	11.70	3.78	1.50	0.48	99.76
C-2-1	48.86	1.66	14.57	17.16	0.20	7.11	6.70	1.62	1.08	0.41	99.42
C-2-2	49.90	1.30	12.54	18.48	0.22	7.28	5.99	1.76	1.45	0.61	99.53
C-2-3	51.40	2.45	14.68	7.16	0.07	8.12	9.18	4.18	1.78	0.53	99.72
C-2-4	49.09	2.82	15.40	10.31	0.12	7.63	6.38	3.90	2.84	0.74	99.35
C-2-5	50.27	2.42	14.54	7.25	0.06	8.12	10.27	3.98	1.67	0.51	99.29
C-2-6	48.10	2.61	15.17	11.27	0.14	7.68	8.07	3.64	1.81	0.55	99.26
C-2-7	48.06	2.61	13.20	12.93	0.14	6.84	9.51	3.70	1.62	0.50	99.36
C-2-8	49.81	2.61	14.20	12.78	0.15	6.97	5.61	3.26	3.01	0.88	99.41
C-2-9	49.02	2.94	13.90	13.38	0.13	6.69	6.00	3.24	2.85	0.83	99.06
C-2-10	47.97	2.76	12.82	15.13	0.17	6.08	7.02	4.07	2.07	0.67	99.01
C-2-11	49.44	2.58	15.62	9.79	0.13	7.20	8.78	3.94	1.70	0.57	99.99
C-2-12	49.96	2.58	14.04	10.63	0.12	8.07	7.95	3.67	1.94	0.61	99.75
C-2-13	48.50	2.50	13.26	12.43	0.13	6.67	9.71	3.68	1.78	0.62	99.47
C-2-14	49.64	2.53	14.91	7.04	0.07	8.53	10.34	3.52	1.75	0.62	99.12
C-2-15	51.65	2.70	16.19	7.43	0.07	7.32	7.27	4.19	1.94	0.64	99.60
C-2-16	50.24	2.48	14.56	8.16	0.09	8.18	9.25	3.75	1.92	0.56	99.36
C-2-17	49.36	2.47	14.86	10.45	0.12	8.06	7.76	3.84	1.93	0.54	99.63
C-2-18	50.21	1.00	17.05	11.27	0.11	8.29	7.85	2.03	1.43	0.32	99.59
C-2-19	49.87	2.66	15.37	6.20	0.08	8.35	10.44	3.74	1.76	0.52	99.14
C-2-20	49.52	2.48	12.51	12.67	0.18	7.03	8.56	4.02	1.87	0.71	99.80
C-2-21	50.68	2.44	14.52	11.85	0.15	6.89	6.11	3.89	1.91	1.03	99.72
C-2-22	51.00	2.61	14.51	7.08	0.09	7.72	9.60	4.08	1.83	0.53	99.24
C-2-23	49.12	3.20	14.00	9.34	0.13	8.84	9.75	2.40	1.77	0.62	99.26
C-2-24	49.21	2.52	15.00	11.22	0.18	6.33	8.69	3.73	1.93	0.61	99.69
C-2-25	48.73	2.70	14.61	11.43	0.16	7.79	7.97	3.48	1.98	0.59	99.63
C-2-26	49.21	2.59	15.61	8.20	0.12	8.24	9.49	3.69	1.69	0.52	99.57
C-2-27	50.12	2.57	14.82	10.04	0.14	7.55	7.52	3.95	1.86	0.78	99.59
C-2-28	48.55	2.37	13.78	11.57	0.15	7.91	9.58	3.58	1.64	0.48	99.85
C-2-29	52.60	0.37	7.94	16.48	0.26	8.05	10.86	0.74	0.67	1.37	99.35
C-2-30	51.18	2.93	15.64	8.28	0.11	7.49	6.72	3.77	2.60	0.72	99.52
C-2-31	50.26	3.55	15.02	9.98	0.13	7.02	6.00	3.42	3.01	0.89	99.39

续表 2:

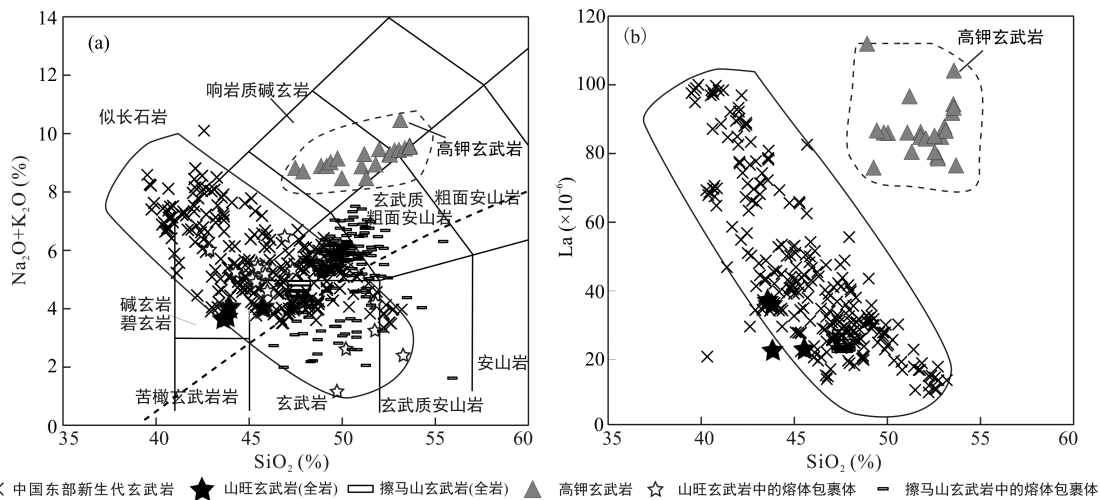
Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
C-2-32	49.09	1.54	14.95	14.85	0.21	5.84	6.05	3.85	2.20	0.66	99.51
C-2-33	48.87	2.87	14.01	13.75	0.22	8.22	6.43	2.11	2.01	0.62	99.15
C-2-34	49.10	3.17	13.94	12.18	0.18	7.72	7.33	3.30	2.00	0.60	99.68
C-2-35	49.13	2.77	13.77	10.66	0.15	8.16	9.15	3.51	1.64	0.48	99.69
C-2-36	48.47	3.36	13.16	13.70	0.22	7.29	6.38	3.42	2.70	0.83	99.57
C-2-37	49.15	3.03	14.75	10.57	0.18	8.07	7.89	3.45	1.93	0.53	99.72
C-2-38	48.60	2.09	13.34	14.50	0.22	8.55	8.94	1.56	1.20	0.56	99.60
C-2-39	48.58	3.06	13.88	11.38	0.18	7.62	8.65	3.70	1.92	0.58	99.76
C-2-40	50.28	3.02	15.79	8.51	0.12	7.90	7.84	3.96	1.79	0.55	99.95
C-2-41	50.21	3.12	13.55	9.19	0.14	9.18	10.33	1.76	1.34	0.59	99.45
C-2-42	49.07	2.74	14.88	11.32	0.17	8.38	8.15	2.54	1.91	0.60	99.80
C-2-43	48.66	3.38	14.05	10.81	0.16	8.14	8.09	3.61	2.09	0.66	99.76
C-2-44	48.61	3.01	12.72	12.30	0.21	7.59	9.23	3.44	1.71	0.59	99.57
C-2-45	50.94	2.63	15.54	9.18	0.12	7.11	7.14	3.99	2.36	0.75	99.98
C-2-46	48.57	3.20	13.80	14.13	0.22	6.90	5.94	3.37	2.62	0.80	99.62
C-2-47	48.61	3.17	13.88	11.28	0.16	7.72	8.69	3.54	2.00	0.58	99.81
C-2-48	50.49	2.69	14.26	7.08	0.10	8.44	10.58	3.66	1.79	0.49	99.73
C-2-49	48.75	2.66	15.66	9.40	0.12	7.98	7.72	4.14	1.85	0.59	99.13
C-2-50	48.82	2.84	14.56	9.19	0.12	8.25	9.39	3.90	1.91	0.51	99.68
C-2-51	49.05	3.30	14.50	12.65	0.18	7.05	6.42	3.68	2.26	0.71	99.98
C-2-52	50.34	2.99	14.99	10.64	0.16	7.14	7.14	3.56	1.91	0.67	99.79
C-2-53	50.57	4.38	12.83	11.40	0.15	8.39	6.63	1.94	2.48	0.99	99.79
C-2-54	48.41	3.15	13.61	12.05	0.18	7.80	8.25	3.60	2.06	0.66	99.94
C-2-55	51.02	2.80	15.35	8.83	0.13	7.51	7.40	4.11	1.87	0.64	99.87
C-2-56	48.73	3.25	12.66	12.77	0.19	6.73	9.15	3.69	1.71	0.66	99.70
C-2-57	49.35	2.53	14.27	14.96	0.19	7.95	5.54	1.96	2.44	0.56	99.78
C-2-58	45.92	3.44	12.34	17.43	0.25	7.97	7.66	2.05	1.58	0.77	99.42
C-2-59	47.79	1.46	16.61	13.15	0.18	9.55	5.99	1.75	1.25	1.37	99.14
C-2-60	52.13	2.69	15.17	7.45	0.11	7.45	7.91	4.09	2.02	0.62	99.87
C-2-61	51.18	2.81	15.55	8.95	0.13	7.20	7.29	4.19	1.81	0.59	99.88
C-2-62	48.40	3.18	13.81	12.72	0.19	7.61	7.11	3.47	2.07	0.60	99.36
C-2-63	50.32	2.98	15.61	8.22	0.13	7.67	8.49	3.94	1.75	0.53	99.85
C-2-64	50.29	3.03	14.33	7.01	0.10	7.74	11.07	3.87	1.68	0.56	99.83
C-2-65	48.87	3.21	12.67	8.07	0.10	9.20	14.69	1.45	0.79	0.40	99.49
C-2-66	48.22	3.70	11.87	18.40	0.27	7.46	4.49	1.62	2.36	0.80	99.20
C-2-67	50.55	3.39	14.25	9.00	0.12	6.87	8.67	4.24	2.02	0.62	99.98
C-2-68	50.12	2.76	15.35	9.43	0.12	7.79	7.53	3.82	1.71	0.55	99.40
C-2-69	49.84	3.08	15.67	9.46	0.12	6.76	8.66	3.83	1.73	0.57	100.00
C-2-70	48.42	2.01	14.24	12.04	0.15	9.29	10.25	1.30	1.23	0.43	99.38
C-2-71	49.40	2.49	14.85	8.20	0.10	8.50	9.98	3.58	1.70	0.51	99.52
C-2-72	52.04	2.22	13.68	9.10	0.12	7.68	8.15	4.04	1.97	0.68	99.92
C-2-73	47.63	2.84	13.53	11.06	0.16	8.18	10.21	3.25	1.76	0.51	99.42
C-2-74	46.81	3.66	11.79	14.65	0.21	8.81	10.67	1.62	0.94	0.43	99.63
C-2-75	50.19	2.61	14.60	9.68	0.13	9.37	9.39	1.48	1.07	0.49	99.08
C-2-76	49.51	2.72	13.31	10.29	0.13	7.68	10.00	3.95	1.65	0.52	99.97
C-2-77	50.43	2.75	14.54	12.15	0.14	8.12	6.70	2.12	2.21	0.54	99.76
C-2-78	48.82	3.23	13.52	11.83	0.18	7.30	8.44	3.72	2.02	0.71	99.88
C-2-79	48.22	2.97	14.45	9.56	0.14	8.25	9.78	3.62	2.05	0.57	99.75
C-2-80	50.60	2.15	12.30	9.18	0.14	8.47	11.20	3.71	1.29	0.40	99.65

续表 2:

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
C-2-81	50.01	2.74	13.63	10.19	0.14	8.03	8.65	3.93	1.80	0.57	99.92
C-2-82	48.71	2.61	12.70	12.80	0.19	7.94	8.63	3.59	1.92	0.65	99.93
C-2-83	49.56	2.21	14.06	8.15	0.11	8.38	10.59	3.63	1.74	0.59	99.22
C-2-84	48.85	2.78	14.35	14.48	0.20	5.73	5.79	3.65	3.05	0.77	99.79
C-2-85	48.64	2.07	13.19	8.73	0.11	11.24	9.06	3.70	1.92	0.48	99.28
C-2-86	48.65	2.80	14.41	16.03	0.19	7.30	4.71	2.18	2.37	0.78	99.49
C-2-87	48.10	2.79	13.25	16.17	0.24	5.45	7.31	3.26	1.85	0.65	99.19
C-2-88	46.57	2.74	12.31	9.42	0.12	10.23	15.43	1.26	0.63	0.50	99.24
C-2-89	48.44	2.46	15.10	8.21	0.10	8.75	10.19	3.96	1.74	0.53	99.66
C-2-90	49.73	2.33	14.50	8.04	0.10	8.25	9.67	4.13	1.80	0.59	99.35
C-2-91	46.74	2.46	13.98	22.18	0.34	6.72	2.25	1.47	2.55	0.67	99.38
C-5-1	49.71	2.78	15.08	6.91	0.08	8.76	10.27	3.46	1.78	0.43	99.36
C-5-2	49.69	3.39	15.41	9.18	0.14	7.41	6.86	4.00	2.73	0.55	99.51
C-5-3	50.03	2.82	16.00	6.70	0.13	7.96	9.67	3.97	2.02	0.57	99.99
C-5-4	49.33	2.39	14.75	14.85	0.20	7.40	6.65	2.13	1.77	0.47	99.97
C-5-5	49.22	2.56	10.20	9.46	0.14	9.81	14.66	2.12	1.04	0.38	99.64
C-5-6	45.92	2.73	14.62	11.51	0.14	8.94	12.58	1.47	1.17	0.49	99.61
C-5-7	46.39	3.40	14.94	13.13	0.16	8.50	9.54	1.41	1.76	0.62	99.93
C-5-8	50.73	2.78	14.66	9.51	0.13	7.71	8.17	3.79	1.70	0.47	99.81
C-5-9	50.72	2.56	14.17	6.73	0.09	8.16	11.13	3.92	1.72	0.51	99.86
C-5-10	47.39	2.38	12.96	15.41	0.17	8.67	8.79	1.39	1.23	0.62	99.04
C-5-11	49.59	2.45	14.20	14.63	0.22	6.92	5.43	2.23	2.99	0.74	99.42
C-5-12	48.96	2.38	12.98	11.94	0.14	7.22	10.15	3.68	1.62	0.45	99.68
C-5-13	49.09	3.65	14.09	12.06	0.17	7.68	6.21	2.48	3.20	0.80	99.52
C-5-14	50.97	2.83	15.02	8.22	0.11	7.45	7.96	3.96	1.84	0.49	99.07
C-5-15	48.64	1.93	12.22	14.74	0.19	8.04	10.88	1.16	1.12	0.38	99.38
C-5-16	47.43	3.04	14.66	10.99	0.14	8.88	10.18	2.04	1.65	0.51	99.57
C-5-17	47.54	1.84	14.13	17.15	0.25	7.62	6.39	2.37	1.99	0.64	99.96
C-5-18	48.74	3.29	14.26	9.27	0.14	8.13	9.28	3.60	2.05	0.53	99.44
C-5-19	49.88	3.21	15.46	12.14	0.16	7.20	5.83	2.35	2.74	0.60	99.57
C-5-20	48.11	3.64	14.75	11.40	0.16	7.90	7.13	3.53	2.27	0.64	99.66
C-5-21	49.83	2.95	15.21	9.39	0.12	8.18	7.90	3.83	1.81	0.55	99.89
C-5-22	50.55	2.96	16.20	6.62	0.10	7.90	9.37	3.90	1.71	0.50	99.98
C-5-23	49.72	2.74	14.95	9.28	0.13	7.64	8.94	3.91	1.92	0.51	99.93
C-5-24	50.54	3.08	16.25	5.88	0.07	7.17	10.05	4.22	2.05	0.48	100.00
C-5-25	49.71	2.68	14.56	7.70	0.11	8.81	10.15	3.74	1.70	0.51	99.83
C-5-26	50.29	3.04	14.06	12.43	0.20	6.42	6.13	3.64	2.24	0.60	99.27
C-5-27	49.08	3.64	13.98	12.56	0.19	6.93	6.66	3.66	2.44	0.70	99.97
C-5-28	48.13	3.21	13.55	8.69	0.14	7.73	10.88	4.05	1.69	1.12	99.46
C-5-29	50.00	3.21	14.07	9.16	0.14	8.15	8.41	3.76	2.13	0.56	99.71
C-5-30	51.54	2.58	15.34	8.85	0.11	7.34	7.07	4.19	1.77	0.51	99.47
C-5-31	48.96	2.78	13.98	10.54	0.15	7.54	9.19	3.51	1.82	0.53	99.20
C-5-32	48.07	2.84	12.63	12.17	0.16	7.67	9.92	3.56	1.76	0.49	99.48
C-5-33	50.05	3.05	14.20	12.30	0.17	6.46	5.69	3.44	2.93	0.81	99.21
C-5-34	49.19	2.40	13.64	10.81	0.14	7.88	9.15	3.87	1.76	0.46	99.56
C-5-35	50.35	2.77	14.56	7.73	0.10	8.37	9.68	3.90	1.72	0.48	99.83
C-5-36	48.92	2.76	13.81	10.43	0.13	7.53	10.21	3.53	1.56	0.44	99.60
C-5-37	45.77	3.67	12.93	18.79	0.27	7.11	5.22	1.59	3.47	0.62	99.46
C-5-38	48.66	3.63	14.07	12.08	0.16	7.37	6.91	3.32	2.76	0.68	99.70
C-5-39	50.09	2.79	13.77	7.86	0.13	9.32	11.46	2.33	1.19	0.37	99.37
C-5-40	47.25	4.24	12.06	12.88	0.19	8.69	10.35	2.23	1.49	0.53	99.96

续表 2:

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
C-5-41	50.34	3.00	15.47	8.60	0.12	7.42	8.63	3.80	1.77	0.49	99.91
C-5-42	51.79	2.99	14.86	11.02	0.18	6.19	6.07	3.66	2.22	0.65	99.85
C-5-43	47.12	2.04	13.96	13.61	0.16	9.48	10.78	1.21	0.94	0.46	99.78
C-5-44	46.71	1.99	16.16	13.63	0.17	7.04	10.16	1.57	1.49	0.57	99.50
C-5-45	46.34	2.32	11.52	14.49	0.20	9.50	13.07	0.94	0.91	0.36	99.67
C-5-46	48.52	1.89	15.89	8.47	0.11	8.65	11.31	2.22	1.59	0.32	99.01
C-5-47	49.26	2.54	15.83	8.93	0.14	7.99	8.44	3.98	2.02	0.59	99.92
C-5-48	49.42	2.50	15.29	11.08	0.17	6.82	7.88	3.92	1.88	0.56	99.84
C-5-49	51.32	2.73	15.79	9.98	0.14	6.48	6.06	3.39	2.58	0.78	99.39
C-5-50	49.41	2.45	14.75	6.50	0.09	8.81	10.75	3.73	1.77	0.63	99.02
C-5-51	39.08	0.07	0.03	23.06	0.31	36.57	0.28	0.00	0.00	-	99.56
C-5-52	49.19	2.24	14.60	8.08	0.10	8.69	10.62	3.43	1.66	0.52	99.37
C-5-53	50.06	2.34	14.43	6.84	0.09	8.45	10.70	3.84	1.74	0.54	99.27
C-5-54	49.54	2.40	14.56	7.18	0.09	8.27	11.01	3.77	1.55	0.51	99.02
C-5-55	50.41	2.63	15.01	10.74	0.17	6.83	6.54	3.87	2.33	0.69	99.38
C-5-56	51.54	2.48	15.91	10.04	0.14	6.46	6.23	3.87	2.12	0.63	99.65
C-5-57	48.80	1.74	15.74	7.79	0.10	9.26	12.56	1.46	1.83	0.44	99.79
C-5-58	49.60	1.91	10.82	11.43	0.17	8.79	13.43	1.33	1.44	0.42	99.37
C-5-59	49.84	2.37	14.15	7.77	0.12	8.51	10.80	3.62	1.72	0.50	99.64
C-5-60	49.79	2.46	15.48	11.35	0.16	6.86	7.42	3.87	1.75	0.66	100.00
C-5-61	48.82	3.00	14.31	13.00	0.19	6.61	7.59	3.40	2.22	0.71	99.97
C-5-62	46.04	3.23	12.77	17.99	0.27	8.36	5.88	2.51	1.97	0.76	99.84
C-5-63	48.50	2.80	14.71	13.72	0.22	7.68	6.32	2.38	2.80	0.83	99.98
C-5-64	49.59	2.37	14.79	8.74	0.12	8.01	9.48	3.89	1.85	0.53	99.63
C-5-65	48.52	2.20	13.85	15.09	0.22	8.19	7.08	1.78	2.18	0.74	99.87
C-5-66	50.14	2.39	14.98	7.09	0.09	8.36	10.56	3.78	1.72	0.52	99.78
C-5-67	49.99	2.58	14.67	8.63	0.13	8.06	8.78	3.83	2.45	0.75	99.96
C-5-68	49.62	2.41	15.07	7.65	0.11	8.54	10.05	3.71	1.83	0.53	99.75
C-5-69	49.81	2.34	14.37	11.91	0.17	7.09	5.90	3.78	3.03	0.91	99.41
C-5-70	47.51	1.86	9.29	17.83	0.27	8.19	12.06	0.83	0.81	0.50	99.20
C-5-71	48.44	2.49	12.09	9.73	0.13	9.60	13.33	1.59	1.47	0.49	99.39
C-5-72	49.34	2.61	13.80	15.97	0.25	6.90	4.21	2.14	3.47	0.89	99.64



在无挥发分的基础上主量元素成分被标准化为 100%。中国东部新生代玄武岩的主量、微量元素成分数据来自 Xu et al. (2005); Tang et al. (2006); Chen et al. (2007); Choi et al. (2008); Zou et al. (2008); Chen et al. (2009); Zhang et al. (2009); Zeng et al. (2010, 2011); Wang et al. (2011); Xu et al. (2012a); Xu et al. (2012b); Zhang et al. (2012); Chu et al. (2013); Sakuyama et al. (2013); Qian et al. (2015)。

图 2 中国东部新生代玄武岩和山旺、擦马山玄武岩中橄榄石斑晶捕获的熔体包裹体的 SiO₂-Na₂O+K₂O 岩石分类图解 (a, 据 Lebas et al., 1986), 新生代玄武岩的 SiO₂-La 相关关系图(b)

Fig.2 Variations in SiO₂ vs. Na₂O+K₂O for Cenozoic basalts from eastern China and olivine-hosted melt inclusions from Shanwang basalts (a), and variations of SiO₂ vs. La for Cenozoic basalts (b)

3.2 中国东部新生代玄武岩的地幔源区组分特征

本文研究的中国东部新生代玄武岩是指华北、东北地区的玄武岩(不包括扬子板块及东南沿海的玄武岩)。为了研究新生代玄武岩的地幔源区特征,我们收集了华北、东北地区的新生代玄武岩的地球化学数据。数据的选择标准: 2000 年以后发表的数据, 选相对基性的玄武岩(SiO_2 含量小于 55%), 并剔除那些烧失量比较高的样品($\text{LOI} > 5\%$)。整理后的数据囊括了整个华北和东北地区(山东, 安徽, 江苏, 太行山地区, 内蒙, 吉林, 辽宁, 黑龙江)的新生代玄武岩, 总共 350 个数据。在 SiO_2 与 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 图中(图 2a), 可以发现除了一些样品属于钾质超钾质岩石(如黑龙江的五大连池), 其余新生代玄武岩呈现良好的负相关关系, 这些玄武岩基本上为钠质玄武岩($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.8$)。如果岩浆成分变化受控于橄榄石和/或辉石等分离结晶作用, 那么随着 SiO_2 的增加, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 也会增加, 这与二者之间的负相关关系矛盾。此外在图 2b 中可以发现 SiO_2 与 La 呈现负相关关系, 这同样与分离结晶趋势相矛盾。

对于大陆玄武岩来说, 地幔来源的岩浆在上升过程中可能会被地壳混染。玄武岩的不相容元素,

如 La 的含量, 随着 SiO_2 含量的增高而降低(图 2), 而中上地壳高度富集这些不相容元素(Rudnick and Gao, 2003), 因此, 这种负相关关系排除了中上地壳的混染。考虑到下地壳具有相对低的不相容元素(Rudnick and Gao, 2003), 幔源岩浆在上升过程中同化下地壳组分能解释这一相关关系。然而我们的同位素定量模拟结果表明地幔岩浆同化下地壳组分无法解释玄武岩的成分趋势, 因此玄武岩的地球化学成分主要受控于深部地幔源区的性质。鉴于玄武岩的 SiO_2 含量与其他主、微量元素, 同位素成分呈现良好的相关关系(图 2, 3), 我们把新生代玄武岩划分为低硅, 高硅, 以及中间类型(图 3)。其中低硅玄武岩 SiO_2 含量 $< 42\%$, 高硅玄武岩 SiO_2 含量 $> 50\%$, 中间类型的 SiO_2 含量介于二者之间(图 3a)。五大连池的钾质超钾质岩石的地球化学特征与这些新生代玄武岩明显不同, 如在 SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 和 SiO_2 -La 图中(图 2a, b), 钾质超钾质岩石明显偏离其他新生代玄武岩的负相关趋势, 因此需要单独区分。低硅玄武岩具有高的 FeO、Sm/Yb、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 低的 Ba/Th 比值, 高硅玄武岩具有低的 FeO、Sm/Yb、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 高的 Ba/Th 比值(图 3)。 SiO_2 含量与这些

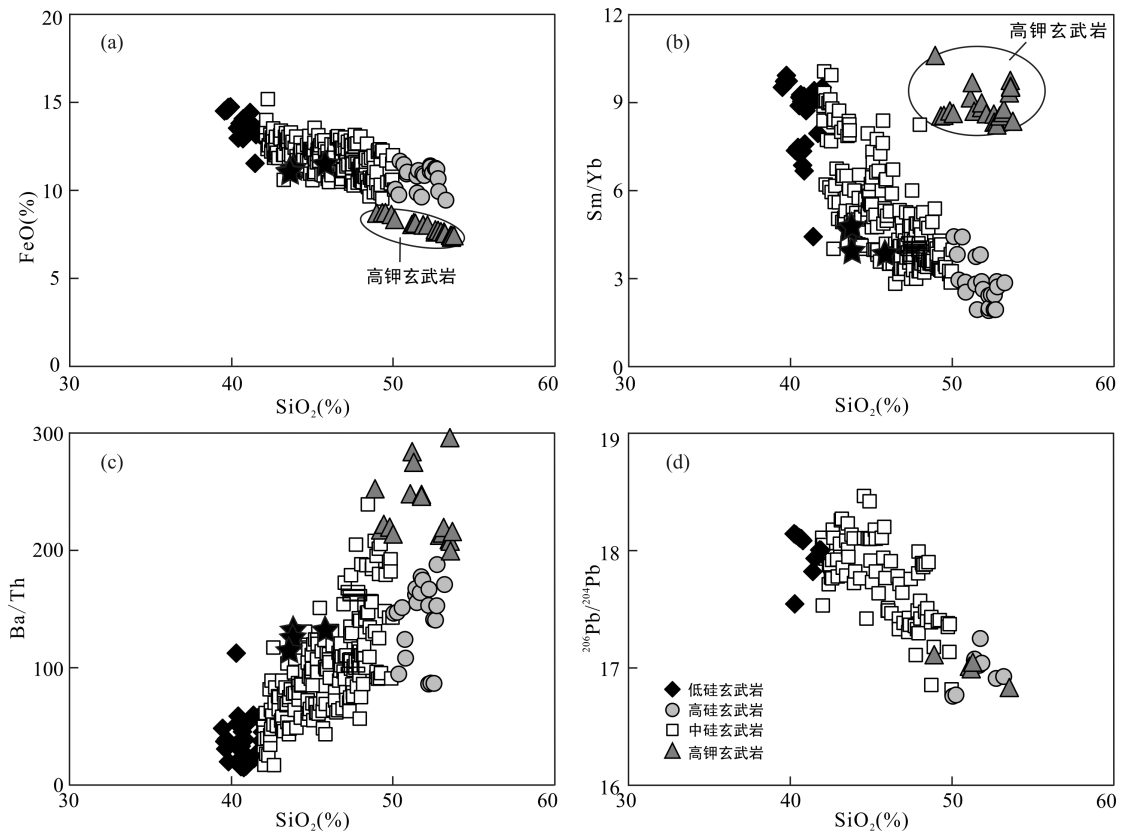


图 3 中国东部新生代玄武岩的 SiO_2 与 FeO, Sm/Yb, Ba/Th, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关关系图

Fig.3 Variation diagrams of SiO_2 vs. FeO, Sm/Yb, Ba/Th, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for Cenozoic basalts in eastern China

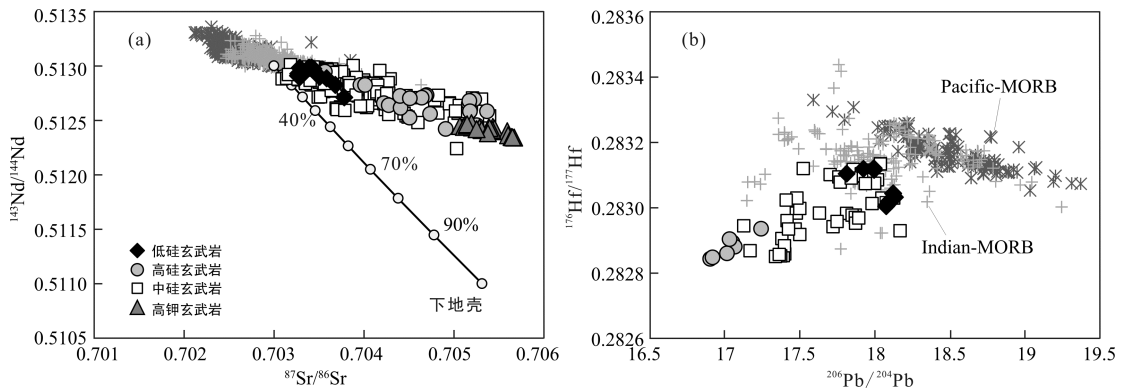
参数呈现良好的相关关系。因此, 华北东北地区新生代玄武岩可能是贫硅的岩浆与富硅岩浆混合的结果。碱性玄武岩中的熔体包裹体同时具有拉斑质组分和碱性玄武质组分提供了岩浆混合的直接证据(图 2a)。

在 Sr-Nd, Pb-Hf 同位素相关图上, 低硅端元组分的同位素组成更加亏损, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值更低, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值更低, 接近 Indian-MORB 成分(图 4)。而富硅端元具有低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值, 高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 具有类似 EMI 型富集组分特征(Zindler and Hart, 1986)。经过多年研究, EMI 型富集组分来源争议仍然很大, 主要存在以下几种认识: 来自岩石圈地幔(Song et al., 1990; Basu et al., 1991; Chung, 1999; Xu et al., 2005; Tang et al., 2006; Zou et al., 2008); 或来自部分熔融残余的下地壳组分(Liu et al., 2008; Chen et al., 2009;

Zeng et al., 2011; Chu et al., 2013); 或来自再循环沉积物(Sakuyama et al., 2013)。

从 $(\text{Th}/\text{La})_N$ - $(\text{Th}/\text{Ba})_N$ 相关关系图上看(图 5a), 非常有趣的是贫硅玄武岩具有高的 $(\text{Th}/\text{La})_N$ 和 $(\text{Th}/\text{Ba})_N$, 而富硅玄武岩具有低的比值, 表明贫硅端元组分具有富集 Th(U) 的特征, 而富硅端元组分(EMI 型富集组分)出现 Th(U) 的亏损。富硅玄武岩具有与辉长岩相类似的 $(\text{Th}/\text{La})_N$ 和 $(\text{Th}/\text{Ba})_N$ (图 5a), 表明其地幔源区中的富硅组分具有类似辉长岩的成分特征(Hofmann and Jochum, 1996; Gasperini et al., 2000)。

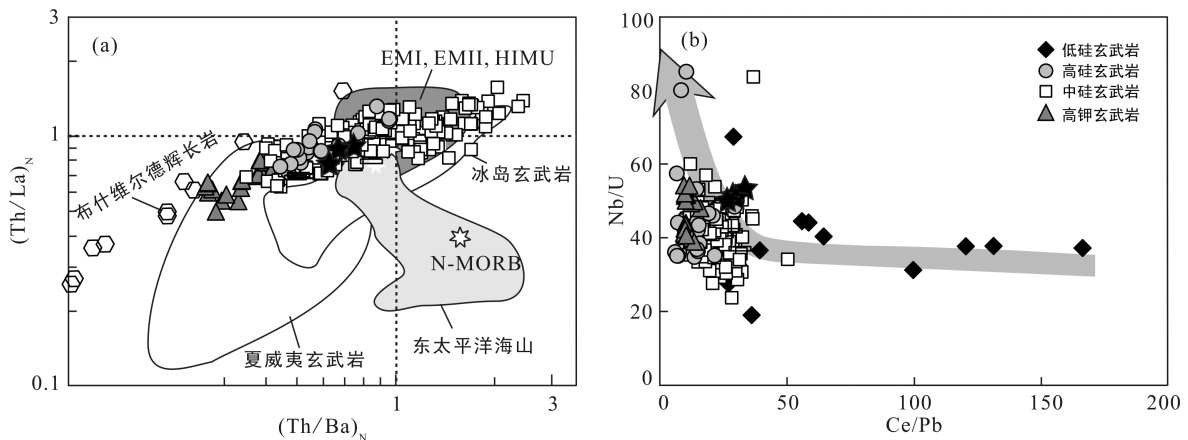
此外, 图 5b 表明贫硅端元具有高的 Ce/Pb, 而富硅端元具有低的 Ce/Pb, 高的 Nb/U 比值, 同样表明富硅端元具有 U 亏损特征。辉长岩通常被认为具有 Th, U 亏损的特征, 以及高 Nb/U 比值, 低的 Ce/Pb 比值, 并且辉长岩低的 U/Pb, Th/Pb 使其能



Indian-MORB 和 Pacific-MORB 的同位素成分据 Stracke et al. (2003)整理。大陆下地壳的同位素成分据 Huang et al. (2004)。

图 4 中国东部新生代玄武岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a)和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b)相关关系图

Fig.4 Variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a), and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) for Cenozoic basalts in eastern China



N-MORB, EMI, EMII, HIMU, 冰岛, 夏威夷拉斑玄武岩, 布什维尔德辉长岩数据引自 Gasperini et al. (2000), 原始地幔数据引自 McDonough and Sun (1995)。

图 5 中国东部新生代玄武岩的 $(\text{Th}/\text{La})_N$ - $(\text{Th}/\text{Ba})_N$ (a)和 Nb/U-Ce/Pb (b)相关关系图

Fig.5 Variations of $(\text{Th}/\text{La})_N$ vs. $(\text{Th}/\text{Ba})_N$ (a), and Nb/U vs. Ce/Pb (b) for Cenozoic basalts in eastern China

够演化形成 EMI 型富集组分的特征(Rudnick and Gao, 2003)。因此富硅玄武岩的地幔源区必定存在某种类似辉长岩成分特征的组分。

3.3 新生代玄武岩的源区岩性特征

多年来, 普遍认为上部地幔主要是由橄榄岩组成(Green and Ringwood, 1967; McDonough and Sun, 1995), 玄武质岩浆起源于地幔橄榄岩的部分熔融(Takahashi and Kushiro, 1983; Walter, 1998)。早期的橄榄岩部分熔融实验表明, 部分熔融压力直接影响岩浆中硅的饱和程度(Takahashi and Kushiro, 1983; Kushiro, 2001)。高压条件下小程度部分熔融产生的岩浆相对贫硅, 因而更有可能出现标准矿物霞石, 低压条件下部分熔融程度更大形成的岩浆会相对富硅, 可能出现标准矿物紫苏辉石或/和石英(DePaolo and Daley, 2000)。相对于拉斑玄武岩, 碱性玄武岩是地幔橄榄岩在更高压力条件下小程度部分熔融的产物(Green and Ringwood, 1967; Kushiro, 2001)。但最近的实验岩石学研究证实贫硅的辉石岩或榴辉岩, 碳酸盐化的橄榄岩, 角闪岩部分熔融可以形成碱性玄武岩(Hirschmann et al., 2003; Kogiso et al., 2003; Dasgupta et al., 2007)。

研究表明, 橄榄石的化学组成可提供有效判断源区母岩岩性的重要证据(Sobolev et al., 2007; Herzberg, 2011; 刘建强和任钟元, 2013)。Fe, Mn 具有相同的离子半径和电价, 他们的地球化学行为很相似, 因此玄武岩 Fe/Mn 比值可以大致反映地幔源区的组成(Humayun, 2004)。橄榄岩和辉石岩部分熔融实验表明, Fe 和 Mn 在单斜辉石、斜方辉石和石榴子石中的分配系数 $D_{Fe}/D_{Mn} < 1$, 而在橄榄石中的分配系数 $D_{Fe}/D_{Mn} > 1$, 并且压力对 D_{Fe}/D_{Mn} 没有影响, 因此辉石岩部分熔融的熔体具有高的 Fe/Mn 比值(Walter, 1998; Pertermann and Hirschmann, 2003)。在橄榄岩中橄榄石是主要富集 Ni 的硅酸盐矿物, 橄榄岩和富硅的熔体反应会使得橄榄石被辉石置换, 这将显著降低全岩-熔体对 Ni 的分配系数, 因此辉石岩熔融时 Ni 更容易进入熔体相, 结晶的橄榄石斑晶具有高 Ni 含量(Sobolev et al., 2005)。此外辉石岩熔融时, 而 Mn, Ca 倾向于残留在单斜辉石和斜方辉石(Hart and Davis, 1978; Beattie et al., 1991; Sobolev et al., 2005; Herzberg, 2011)。因此辉石岩部分熔融的熔体中结晶的橄榄石会继承源区熔体低 Ca, 低 Mn 的特征。综上所述, 辉石岩部分熔融形成的熔体, 其结晶的橄榄石具有高 Ni 含量, 高 Fe/Mn 比值, 低 Ca, 低 Mn 的特征。由于橄榄石斑晶是玄武岩中最早晶

出的矿物, 有可能未受浅部地壳的混染, 能够最好地记录原生岩浆的特征(Sobolev et al., 2005, 2007), 因此可以根据橄榄石斑晶中 Ni, Ca, Mn 含量, Fe/Mn 比值, 来示踪玄武岩源区性质。

我们总共对 3 个岩石样品中 191 颗橄榄石进行了电子探针分析, 结果见表 3。玄武岩中橄榄石的 Fo ($Fo=100Mg/(Mg+Fe)$)变化范围大, 在 70~85 之间, 所有橄榄石的 CaO 含量大于 0.1% (表 3), 高于地幔橄榄石捕虏晶的值(~0.1%)(Thompson and Gibson, 2000)。新生代玄武岩中的橄榄石斑晶的 Fo 与 Ni, Ca, Mn 含量, Fe/Mn 比值之间的相关关系见图 6, 对于给定的 Fo 值, 橄榄石斑晶中 Ni, Ca, Mn 含量, Fe/Mn 比值具有较大的变化范围。

与橄榄岩部分熔融产生的熔体结晶的橄榄石相比, 新生代玄武岩中橄榄石斑晶具有更高的 Ni 含量和 Fe/Mn 比值, 更低的 Ca 和 Mn 含量(图 6), 暗示它们的地幔源区中辉石岩组分的重要性。总体来说, 相对于中硅玄武岩中的橄榄石, 高硅玄武岩中的橄榄石具有更高的 Ni 含量, Fe/Mn 比值, 更低的 Mn 含量, 表明其地幔源区含有更高比例的辉石岩组分, 或者是两组玄武岩地幔源区所含辉石岩的成分不一样。此外通过对比中硅玄武岩中的橄榄石发现: 具有更高硅的玄武岩, 其对应的橄榄石具有更高的 Ni, Fe/Mn, 更低的 Mn 的含量, 表明越富硅的玄武岩其地幔源区含有更高比例的辉石岩组分或不同 SiO₂ 含量的玄武岩的源区的辉石岩成分存在差异。实验岩石学研究表明富橄榄石的贫硅辉石岩部分熔融形成贫硅玄武岩(Kogiso and Hirschmann, 2006), 例如夏威夷 Loihi 玄武岩地幔源区被认为主要是橄榄辉石岩。如图 6 所示, 相对于高硅玄武岩中的橄榄石, 贫硅玄武岩中橄榄石的成分比较靠近 Loihi 区域, 说明贫硅玄武岩地幔源区存在更高比例的贫硅辉石岩组分。而高硅玄武岩中橄榄石成分更靠近 Koolau 区域, 表明富硅玄武岩地幔源区含有更高比例的富硅辉石岩组分。

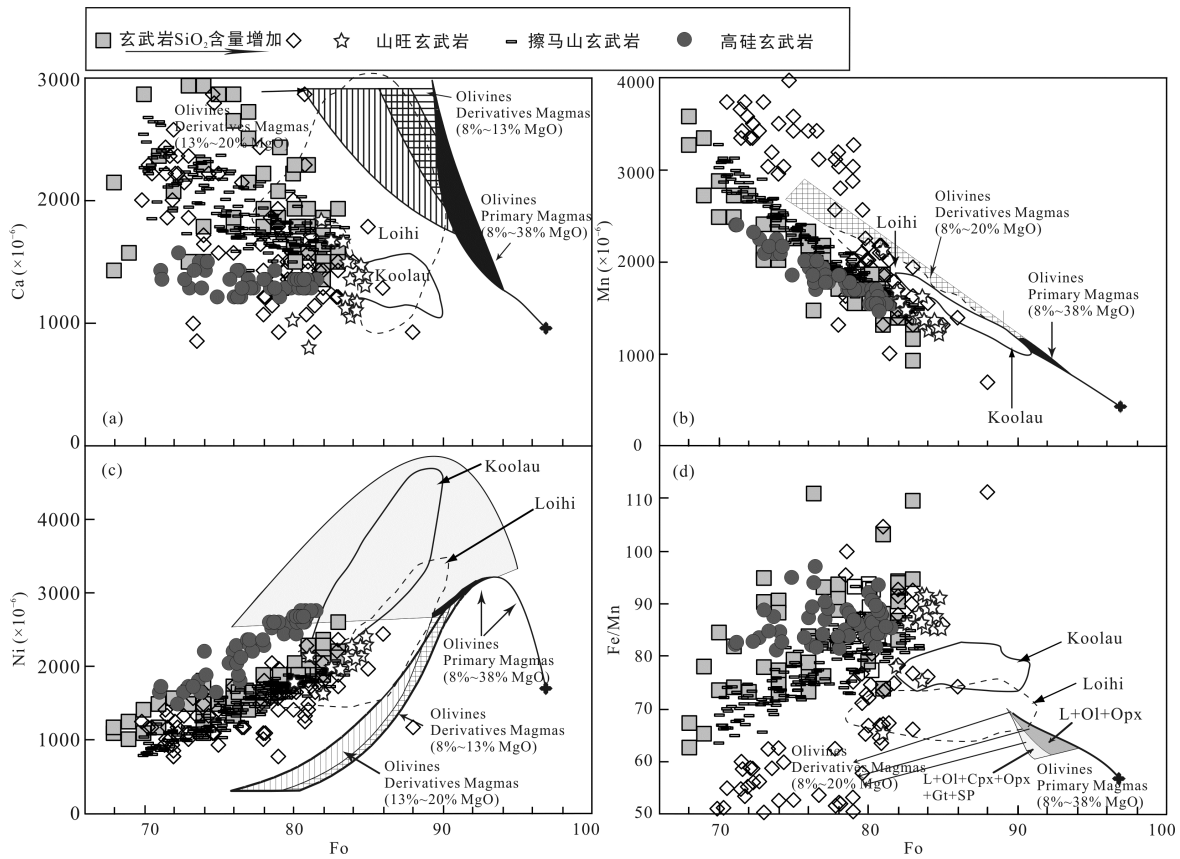
前面我们已经证实新生代玄武岩的成分变化基本不受控于岩浆的分离结晶作用, 而主要受控于岩浆混合, 而部分熔融也发挥一定作用, 因此盲目的通过加入橄榄石来恢复所谓的原生岩浆的做法是不可取的。由于石榴子石优先富集重稀土元素, 在低程度部分熔融条件下, 石榴子石的残留使得玄武岩出现中重稀土强烈分异, 新生代低硅玄武岩具有高的 Sm/Yb 比值(图 3b)表明其地幔源区的原岩具有更多的残余石榴子石。另外低硅玄武岩具有更高的

表 3 山旺和擦马山玄武岩中橄榄石的主量元素(%)分析结果
 Table 3 Major (%) element compositions of olivines in Shanwang and Camashan basalt

样品	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total	样品	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total
S-1	39.55	16.13	0.19	42.79	0.23	0.25	99.1	C-2-74	39.04	19.44	0.27	40.23	0.26	0.23	99.5
S-2	39.46	15.37	0.17	44.23	0.16	0.28	99.7	C-2-75	39.03	17.53	0.22	42.25	0.25	0.23	99.5
S-3	39.14	15.54	0.18	43.91	0.23	0.25	99.2	C-2-76	38.86	19.38	0.25	40.82	0.23	0.22	99.8
S-4	39.65	14.84	0.17	44.60	0.16	0.28	99.7	C-2-77	38.82	18.60	0.24	41.23	0.29	0.21	99.4
S-5	38.30	17.87	0.28	42.82	0.11	0.27	99.7	C-2-78	38.40	22.57	0.32	37.76	0.31	0.16	99.5
S-6	39.65	15.18	0.17	44.28	0.19	0.28	99.8	C-2-79	38.28	21.50	0.29	38.91	0.30	0.15	99.4
S-7	39.85	14.15	0.17	44.53	0.18	0.29	99.2	C-2-80	38.44	21.31	0.29	38.82	0.24	0.22	99.3
S-8	38.90	18.41	0.22	41.42	0.14	0.23	99.3	C-2-81	38.59	22.08	0.31	38.18	0.26	0.18	99.6
S-9	39.23	15.31	0.21	43.89	0.17	0.27	99.1	C-2-82	37.90	26.27	0.40	34.67	0.35	0.11	99.7
S-10	39.70	16.76	0.22	42.61	0.26	0.21	99.7	C-2-83	38.62	19.75	0.27	40.40	0.23	0.22	99.5
S-11	39.68	15.26	0.18	43.63	0.21	0.27	99.2	C-2-84	37.32	25.91	0.40	35.70	0.37	0.12	99.8
S-12	40.01	15.12	0.17	44.17	0.15	0.26	99.9	C-2-85	38.71	19.56	0.27	40.85	0.23	0.23	99.8
S-13	40.07	14.90	0.17	44.35	0.16	0.27	99.9	C-2-86	38.50	19.46	0.26	40.87	0.26	0.20	99.6
S-14	39.95	14.58	0.17	44.64	0.21	0.29	99.8	C-2-87	37.28	25.78	0.39	35.65	0.37	0.11	99.6
S-15	39.81	14.62	0.17	44.64	0.20	0.27	99.7	C-2-88	38.95	17.44	0.22	42.26	0.23	0.24	99.3
S-16	40.13	14.24	0.16	44.62	0.20	0.31	99.7	C-2-89	38.95	16.42	0.20	43.39	0.23	0.22	99.4
S-17	40.00	15.09	0.18	44.18	0.17	0.29	99.9	C-2-90	38.78	18.57	0.23	41.57	0.21	0.22	99.6
C-2-1	37.59	23.74	0.35	37.12	0.31	0.14	99.2	C-2-91	37.52	26.21	0.40	35.10	0.32	0.11	99.7
C-2-2	37.41	26.36	0.40	34.96	0.31	0.10	99.5	C-5-1	39.27	18.34	0.22	41.44	0.23	0.23	99.7
C-2-3	38.81	16.90	0.20	43.02	0.22	0.24	99.4	C-5-2	38.16	23.68	0.32	37.13	0.32	0.13	99.7
C-2-4	38.34	20.20	0.24	40.18	0.27	0.20	99.4	C-5-3	39.28	17.35	0.22	42.49	0.23	0.23	99.8
C-2-5	39.17	16.80	0.20	42.46	0.24	0.25	99.1	C-5-4	38.48	21.94	0.29	38.62	0.31	0.17	99.8
C-2-6	38.22	22.06	0.30	38.61	0.31	0.16	99.6	C-5-5	38.57	21.36	0.27	39.36	0.25	0.18	100.0
C-2-7	37.42	26.45	0.37	35.19	0.31	0.12	99.9	C-5-6	39.16	16.01	0.20	43.95	0.24	0.25	99.8
C-2-8	37.76	24.54	0.35	35.92	0.30	0.13	99.0	C-5-7	38.02	22.18	0.29	38.81	0.29	0.18	99.8
C-2-9	37.59	25.49	0.35	35.33	0.34	0.12	99.2	C-5-8	38.80	22.21	0.30	37.99	0.26	0.20	99.8
C-2-10	37.23	26.03	0.38	35.09	0.33	0.12	99.2	C-5-9	39.41	16.46	0.20	43.43	0.24	0.26	100.0
C-2-11	39.31	18.82	0.22	40.98	0.24	0.22	99.8	C-5-10	38.05	20.28	0.25	40.59	0.24	0.19	99.6
C-2-12	37.64	25.43	0.36	36.02	0.30	0.13	99.9	C-5-11	38.14	21.11	0.26	39.67	0.23	0.22	99.6
C-2-13	38.58	22.37	0.31	38.19	0.32	0.15	99.9	C-5-12	37.41	25.30	0.34	36.37	0.27	0.14	99.8
C-2-14	38.71	19.62	0.25	40.82	0.23	0.22	99.8	C-5-13	38.27	20.45	0.25	40.28	0.30	0.21	99.8
C-2-15	39.33	16.04	0.19	43.47	0.23	0.26	99.5	C-5-14	38.43	20.24	0.25	39.99	0.24	0.23	99.4
C-2-16	38.50	19.54	0.24	40.96	0.25	0.22	99.7	C-5-15	38.04	20.99	0.24	39.87	0.23	0.20	99.6
C-2-17	38.08	24.24	0.34	36.53	0.24	0.15	99.6	C-5-16	39.15	17.71	0.22	42.17	0.25	0.20	99.7
C-2-18	38.75	18.87	0.24	41.38	0.22	0.20	99.7	C-5-17	37.66	25.64	0.38	35.85	0.32	0.11	100.0
C-2-19	39.30	16.42	0.21	43.37	0.24	0.25	99.8	C-5-18	38.04	23.07	0.29	37.83	0.31	0.14	99.7
C-2-20	38.16	24.01	0.34	36.96	0.31	0.14	99.9	C-5-19	38.18	23.47	0.32	37.55	0.30	0.13	100.0
C-2-21	38.64	21.01	0.26	39.47	0.24	0.20	99.8	C-5-20	38.15	23.35	0.32	37.70	0.29	0.15	100.0
C-2-22	39.70	17.29	0.21	42.31	0.22	0.23	100.0	C-5-21	38.53	20.66	0.25	39.72	0.25	0.20	99.6
C-2-23	38.94	19.19	0.23	40.94	0.24	0.21	99.8	C-5-22	39.17	16.33	0.19	43.22	0.26	0.25	99.4
C-2-24	38.14	22.24	0.30	38.42	0.26	0.15	99.5	C-5-23	38.68	18.81	0.23	41.35	0.22	0.24	99.5
C-2-25	38.14	22.38	0.30	38.24	0.30	0.13	99.5	C-5-24	39.37	16.20	0.19	43.23	0.23	0.26	99.5
C-2-26	39.03	18.01	0.21	41.92	0.28	0.23	99.7	C-5-25	38.56	18.23	0.22	41.86	0.24	0.24	99.3
C-2-27	38.23	20.57	0.24	40.17	0.30	0.22	99.7	C-5-26	37.71	26.19	0.36	35.19	0.26	0.14	99.8
C-2-28	38.05	24.22	0.34	36.76	0.27	0.14	99.8	C-5-27	37.84	25.01	0.35	36.00	0.27	0.14	99.6

续表 3:

样品	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total	样品	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total
C-2-29	38.35	20.39	0.25	40.43	0.19	0.21	99.8	C-5-28	38.67	18.99	0.24	41.50	0.26	0.21	99.9
C-2-30	39.14	17.55	0.22	42.49	0.24	0.24	99.9	C-5-29	38.38	22.50	0.29	38.03	0.25	0.19	99.6
C-2-31	38.43	20.66	0.28	39.73	0.26	0.19	99.5	C-5-30	38.90	19.55	0.23	40.51	0.23	0.23	99.6
C-2-32	37.86	24.19	0.37	36.53	0.30	0.13	99.4	C-5-31	37.98	23.67	0.31	37.34	0.28	0.16	99.7
C-2-33	38.38	19.65	0.26	41.15	0.26	0.21	99.9	C-5-32	37.74	24.87	0.34	36.25	0.30	0.14	99.6
C-2-34	37.93	23.50	0.34	37.22	0.37	0.14	99.5	C-5-33	38.58	20.87	0.28	39.43	0.28	0.20	99.6
C-2-35	38.33	21.50	0.29	39.01	0.25	0.19	99.6	C-5-34	38.37	21.72	0.26	38.98	0.24	0.19	99.8
C-2-36	37.38	26.08	0.40	35.16	0.37	0.10	99.5	C-5-35	39.06	18.48	0.21	41.59	0.25	0.23	99.8
C-2-37	38.31	22.55	0.30	38.29	0.33	0.17	100.0	C-5-36	38.64	21.21	0.27	39.26	0.26	0.19	99.8
C-2-38	38.61	22.02	0.31	38.17	0.27	0.17	99.5	C-5-37	37.57	26.60	0.39	34.87	0.32	0.13	99.9
C-2-39	37.70	25.13	0.37	36.28	0.30	0.13	99.9	C-5-38	37.58	26.17	0.38	35.10	0.32	0.11	99.7
C-2-40	38.99	19.10	0.25	41.18	0.23	0.22	100.0	C-5-39	38.25	20.13	0.24	40.83	0.22	0.23	99.9
C-2-41	39.10	17.87	0.22	42.33	0.23	0.24	100.0	C-5-40	38.66	18.97	0.22	41.66	0.24	0.22	100.0
C-2-42	38.93	19.18	0.25	40.69	0.24	0.21	99.5	C-5-41	38.64	18.16	0.22	42.04	0.24	0.22	99.5
C-2-43	37.98	24.36	0.35	36.57	0.31	0.13	99.7	C-5-42	38.00	22.88	0.30	38.25	0.27	0.16	99.9
C-2-44	38.00	23.12	0.33	37.55	0.32	0.14	99.5	C-5-43	38.46	20.35	0.26	40.29	0.24	0.18	99.8
C-2-45	39.01	17.82	0.21	42.16	0.25	0.23	99.7	C-5-44	39.03	15.67	0.19	44.33	0.24	0.25	99.7
C-2-46	37.47	26.43	0.40	35.10	0.37	0.11	99.9	C-5-45	37.87	23.25	0.32	37.84	0.29	0.17	99.7
C-2-47	38.06	23.66	0.35	37.18	0.31	0.14	99.7	C-5-46	39.10	16.22	0.19	43.97	0.25	0.24	100.0
C-2-48	39.17	16.67	0.21	43.29	0.23	0.25	99.8	C-5-47	38.37	18.42	0.22	42.14	0.27	0.22	99.6
C-2-49	38.80	19.60	0.25	40.46	0.24	0.21	99.5	C-5-48	38.07	21.87	0.29	39.29	0.24	0.18	99.9
C-2-50	38.50	21.31	0.28	39.35	0.29	0.16	99.9	C-5-49	38.37	18.95	0.24	41.65	0.25	0.22	99.7
C-2-51	37.96	23.56	0.33	37.16	0.33	0.14	99.5	C-5-50	39.27	17.40	0.22	42.52	0.23	0.23	99.9
C-2-52	38.27	22.52	0.29	38.36	0.25	0.15	99.8	C-5-51	38.44	21.79	0.25	39.11	0.22	0.17	100.0
C-2-53	38.46	19.90	0.25	40.84	0.24	0.21	99.9	C-5-52	38.79	18.55	0.20	41.99	0.23	0.23	100.0
C-2-54	37.54	25.59	0.37	35.82	0.33	0.11	99.8	C-5-53	39.11	16.60	0.18	43.43	0.23	0.25	99.8
C-2-55	38.67	18.31	0.22	42.23	0.25	0.24	99.9	C-5-54	38.88	18.47	0.23	41.46	0.22	0.22	99.5
C-2-56	37.96	24.05	0.34	37.04	0.32	0.15	99.9	C-5-55	38.53	22.17	0.31	38.29	0.28	0.18	99.8
C-2-57	37.73	23.77	0.32	37.66	0.32	0.14	99.9	C-5-56	38.32	20.48	0.25	40.15	0.24	0.20	99.6
C-2-58	37.62	26.49	0.42	34.66	0.36	0.10	99.6	C-5-57	39.28	15.64	0.19	44.20	0.25	0.24	99.8
C-2-59	38.30	19.84	0.24	41.06	0.26	0.21	99.9	C-5-58	38.20	21.67	0.29	39.19	0.27	0.18	99.8
C-2-60	38.86	18.52	0.23	41.56	0.22	0.24	99.6	C-5-59	38.60	18.62	0.22	42.04	0.23	0.24	100.0
C-2-61	38.58	19.19	0.23	41.33	0.24	0.22	99.8	C-5-60	37.66	22.69	0.28	38.84	0.25	0.18	99.9
C-2-62	37.24	26.05	0.37	35.50	0.33	0.12	99.6	C-5-61	37.70	23.93	0.32	37.37	0.28	0.15	99.7
C-2-63	39.25	18.95	0.24	40.64	0.23	0.22	99.5	C-5-62	37.47	25.45	0.36	36.12	0.34	0.14	99.9
C-2-64	39.06	19.74	0.27	40.11	0.23	0.22	99.6	C-5-63	37.72	22.79	0.30	38.47	0.27	0.20	99.8
C-2-65	39.55	16.55	0.20	43.01	0.23	0.24	99.8	C-5-64	38.24	20.88	0.25	39.35	0.20	0.21	99.1
C-2-66	38.07	25.08	0.38	35.78	0.33	0.12	99.8	C-5-65	37.48	21.80	0.27	39.36	0.26	0.19	99.4
C-2-67	39.12	19.56	0.25	40.46	0.21	0.19	99.8	C-5-66	38.10	19.14	0.21	40.76	0.24	0.22	98.7
C-2-68	38.59	20.46	0.25	39.73	0.24	0.22	99.5	C-5-67	37.76	21.69	0.26	39.48	0.24	0.21	99.6
C-2-69	38.86	20.13	0.25	39.62	0.25	0.17	99.3	C-5-68	38.84	18.63	0.22	41.60	0.23	0.23	99.8
C-2-70	38.43	21.34	0.28	39.09	0.24	0.18	99.5	C-5-69	37.77	23.74	0.32	37.49	0.29	0.16	99.8
C-2-71	39.38	16.72	0.20	42.87	0.24	0.24	99.6	C-5-70	37.83	23.36	0.31	38.03	0.30	0.15	100.0
C-2-72	38.40	21.71	0.29	38.84	0.25	0.21	99.7	C-5-71	38.46	19.42	0.23	41.03	0.25	0.22	99.6
C-2-73	38.42	23.31	0.32	37.01	0.32	0.14	99.5	C-5-72	37.45	25.97	0.35	35.50	0.28	0.16	99.7



Loihi 和 Koolau 的橄榄石斑晶的成分据 Herzberg (2011); 其他地区的橄榄石数据来自 Wang et al. (2011), Xu et al. (2012b), Hong et al. (2013)。

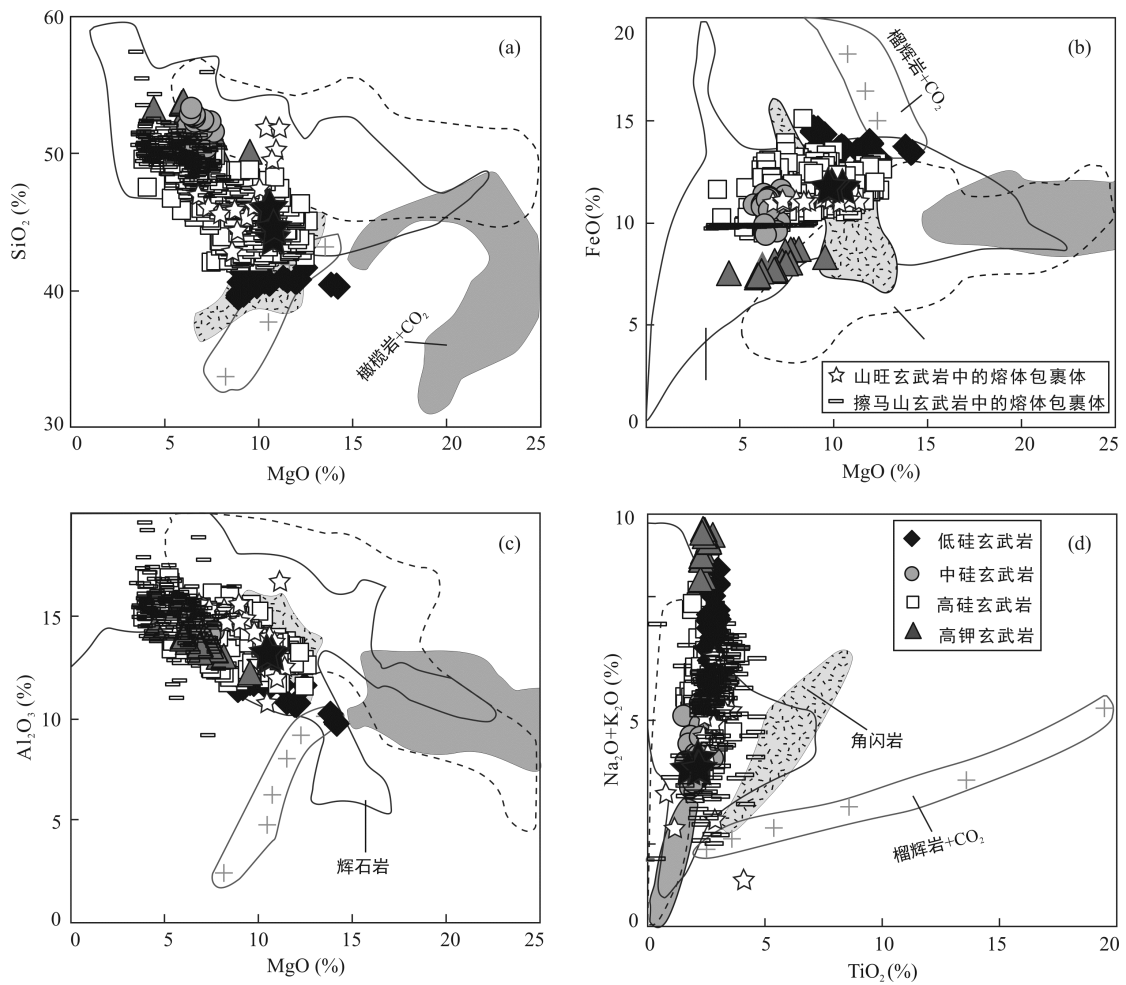
图 6 新生代玄武岩中橄榄石斑晶的组成

Fig.6 The compositions of olivines from Cenozoic basalts

FeO, 更低的 SiO₂, Al₂O₃ 含量, 而橄榄岩部分熔融无法形成与低硅玄武岩相类似的主量元素特征(图 7a, b, c)。近年来的实验岩石学结果表明, 含 CO₂ 的的橄榄岩和含 CO₂ 的镁铁质岩部分熔融能够产生与洋岛玄武岩(尤其是碱性玄武岩)相类似的主量元素特征(Dasgupta et al., 2006, 2007)。然而在 MgO 与其他主量元素相关关系图上(图 7), 含 CO₂ 的地幔橄榄岩源区发生部分熔融形成的岩浆成分与低硅玄武岩高的 Na₂O+K₂O 和高的 TiO₂ 含量不吻合(Prytulak and Elliott, 2007)。此外在高压条件下, 含 CO₂ 的贫硅石榴子石辉石岩部分熔融形成的熔体(Dasgupta et al., 2006)在一些特征上确实与低硅玄武岩相吻合(图 7), 但与低硅玄武岩相比, 其部分熔融形成熔体的 Na₂O+K₂O 的含量太低。贫硅辉石岩部分熔融形成的熔体基本上与低硅玄武岩具有相类似的主量元素特征, 只是实验得到的熔体的 SiO₂ 含量要稍高于低硅玄武岩(图 7)。因此地幔源区单一岩性部分熔融无法形成与新生代玄武岩相类似的主量元素特征, 表明这些玄武岩的源区岩性是不均一的。如前面所述, 相对于

辉石岩部分熔融的熔体, 低硅玄武岩具有更低的 SiO₂ 含量, 因此源区除了辉石岩组分, 还需要另外一种组分, 其部分熔融能够形成更低 SiO₂ 含量的熔体。前面已经讨论富碳酸盐化橄榄岩, 碳酸盐化的榴辉岩部分熔融产生的熔体具有低的 SiO₂ 含量(Dasgupta et al., 2006, 2007) (图 7a), 但这些含碳酸盐的岩石部分熔融形成的熔体的 Na₂O+K₂O 含量太低(图 7d)。实验岩石学结果表明, 富含角闪石的岩石如角闪岩或角闪岩与橄榄岩的混合物部分熔融能够形成贫硅的熔体(Pilet et al., 2008), 并且具有高的 Na₂O+K₂O, FeO 和 TiO₂ 含量(图 7), 因此富含角闪石的岩石是更可能的源区原岩, 低硅玄武岩可能形成于贫硅的辉石岩和富含角闪石岩石的部分熔融。考虑到低硅玄武岩的同位素组成具有类似 MORB 的同位素特征(图 4), 因此这些辉石岩和富含角闪石的岩石可能是形成于近期岩石圈地幔的交代作用。

与低硅玄武岩相比, 高硅玄武岩具有低的 Sm/Yb 比值(图 3b), 表明其地幔源区具有更少的残余石榴子石。大部分高硅玄武岩的成分与辉石岩部



橄榄岩部分熔融产生的熔体(据 Takahashi, 1986; Hirose and Kushiro, 1993, 1998; Takahashi et al., 1993, 1998; Baker and Stolper, 1994; Hirose and Kawamura, 1994; Hirose and Kawamoto, 1995; Kushiro, 1996; Hirose, 1997; Walter, 1998; Falloon et al., 1999; Wasylenzi et al., 2003; Laporte et al., 2004); 辉石岩部分熔融产生的熔体(据 Yasuda et al., 1994; Rapp and Watson, 1995; Kogiso et al., 1998; Yaxley and Green, 1998; Kogiso and Hirschmann, 2001; Hirschmann et al., 2003; Kogiso et al., 2003; Pertermann and Hirschmann, 2003; Keshav et al., 2004; Pertermann et al., 2004; Kogiso and Hirschmann, 2006; Sobolev et al., 2007); 含碳酸盐的橄榄岩部分熔融的熔体(据 Dasgupta et al., 2007); 碳酸盐化的榴辉岩熔融的熔体(据 Dasgupta et al., 2006); 角闪岩熔融的熔体(据 Pilet et al., 2008)。

图 7 中国东部新生代玄武岩和不同岩性部分熔融形成的熔体的主量元素相关关系图

Fig.7 Variations of major element compositions for Cenozoic basalts in eastern China and melts produced by partial melting of different lithologies

分熔融的熔体吻合(图 7), 少部分靠近橄榄岩部分熔融的熔体, 因此高硅玄武岩是辉石岩和橄榄岩部分熔融的熔体混合形成。考虑到高硅端元是富硅的, 并且越富硅, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值越低(图 3d, 4), 之前的讨论我们已经证实富硅端元含有辉长岩组分, 因此富硅的组分可能来自相对古老的大洋下地壳。富含斜长石的下部洋壳具有低的 U/Pb, Th/Pb, 低的 Rb/Sr 比值(Kramers and Tolstikhin, 1997), 因此下地壳组分被长时间隔离能演化形成比较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值, 低放射性成因的 Sr 同位素。经过长时间隔离的下部洋壳具有低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值, 与富硅玄武岩的 Pb 同位素特征相吻合(图 3, 4)。

然而富硅玄武岩具有相对高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(图 4), 与再循环的下部洋壳低放射性成因的 Sr 同位素不吻合。洋壳俯冲之前, 由于海底热液或流体或海水的作用使得洋壳物质遭受蚀变, 洋壳通过扩散与海水实现物质交换, 蚀变洋壳会选择性富集 Ba、Rb、Pb、Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值明显升高(e.g., Staudigel et al., 1996; Kelley et al., 2003)。因此与海水反应的洋壳具有高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 能够满足拉斑玄武岩高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的的要求。然而现代大洋下地壳具有类似 MORB 的同位素特征, 不同于新生代玄武岩地幔源区富硅组分具有类似 EMI 的同位素特征, 因此现代大洋下地壳可以被排除。在新生代玄武岩地幔源区, 富硅

组分应该是普遍存在的,只不过贫硅玄武岩地幔源区这一组分的比例相对较低,或者与这一地区的深部热力学条件(温度),岩石圈厚度等因素有关。这一推测也得到熔体包裹体成分的证实。正如前面所述,山旺玄武岩中橄榄石捕获的熔体包裹体不仅具贫硅的碱性玄武质成分,同时还有富硅的拉斑玄武质成分(图 2)。而前人的研究表明山东地区新生代玄武岩都是贫硅的(Chen et al., 2009; Zeng et al. 2010, 2011; Xu et al., 2012b; Sakuyama et al., 2013), 并且在这一地区发现了整个华北,东北地区最贫硅的玄武岩(Chen et al., 2009; Zeng et al. 2010; Xu et al., 2012b; Sakuyama et al., 2013)。因此我们可以推断新生代玄武岩地幔源区组分是不均一的,这种岩性的不均一性同样伴随着化学成分的不均一性。山东地区主要出露贫硅玄武岩,表明这一地区的地幔源区中富硅熔体的比例相对较低,因此全岩的成分不能全面反映地幔源区的的信息。

3.4 玄武岩的空间分布特征与岩石圈厚度、深部动力学

考虑到华北克拉通在显生宙时期相继遭受扬子板块和太平洋板块的俯冲,因此华北地区新生代玄武岩的地幔源区的不均一性可能与太平洋板块或与扬子板块再循环有关(Chen et al., 2009; Zeng et al., 2011; Xu et al., 2012a)。如果地幔源区的不均一性是由于俯冲到地幔的扬子板块造成,那么大陆下地壳通过深俯冲作用回到软流圈地幔后会变成石榴辉石岩或榴辉岩。对于靠近苏鲁造山带地区(山东)的玄武岩,其地幔源区应该含有更多的榴辉岩或者石榴辉石岩,因此地幔部分熔融形成的熔体的地球化学组成特征会继承更多下地壳成分特征,具有相对富集的同位素特征。然而事实上山东地区新生代玄武岩的同位素组成相对亏损,并且在这一地区发现了整个华北地区同位素最亏损的玄武岩(Sakuyama et al., 2013),而远离苏鲁造山带的汉诺坝赤峰地区的玄武岩却具有相对富集的同位素组成(Song et al., 1990; Zhang et al., 2012)。

前人的研究表明太平洋板块俯冲对中国东部新生代岩浆作用的贡献不仅表现物理尺度上,同时体现在物质尺度(Zhang et al., 2009; Xu et al., 2012a, 2012b)。贫硅玄武岩和富硅玄武岩的同位素组成的差异反映了地幔源区的地球化学不均一性,源区的不均一性受控于俯冲洋壳和上覆沉积物的比例(Zhang et al., 2009; Xu et al., 2012b)。贫硅玄武岩地幔源区是由来自俯冲洋壳的熔体交代亏损地幔形成,

富硅玄武岩地幔源区来自俯冲洋壳上覆沉积物的熔体交代亏损地幔形成的。考虑到沉积物部分熔融的熔体具有低 Nb/U, Ce/Pb 比值,高的 $(Th/La)_N$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值,那么富硅玄武岩最终会继承沉积物这些地球化学特征。然而如图 3d, 图 5 所示,高硅玄武岩具有高的 Nb/U 比值,低的 $(Th/La)_N$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值,因此太平洋板块的俯冲作用对新生代岩浆作用只是物理尺度上的参与。

地震层析成像研究表明,华北克拉通岩石圈厚度呈现由西向东逐渐减小的趋势,太行山内蒙地区岩石圈厚度达到 100 km,而在华北东部渤海湾地区岩石圈厚度仅为 60 km (Chen, 2010)。一个有趣的现象是环渤海一带的新生代玄武岩普遍具有贫硅的特征,并且最贫硅的基本上出露于此(Chen et al., 2009; Zeng et al., 2010),而岩石圈厚度较大的太行山内蒙地区却分布大量的富硅玄武岩(95%的拉斑玄武岩都集中在这一地区)(Song et al., 1990; Zhi et al., 1990; Xu et al., 2005; Zhang et al., 2012; Hong et al., 2013)。华北东部其他地区的玄武岩大多是介于中间类型的玄武岩(介于低硅与高硅之间),这些地区的岩石圈厚度也是介于这两地之间。因此新生代玄武岩的地球化学特征可能在一定程度上受控于岩石圈厚度。在之前的讨论中我们已经证实新生代玄武岩的成分与地幔源区组分的特征有关,因此新生代玄武岩的成分变化主要受控于地幔源区组分与岩石圈厚度。

3.5 玄武岩的成因机制

如前所述,新生代玄武岩来源于不均一的地幔源区物质的部分熔融,在地球化学图解上表现为混合关系。新生代玄武岩地幔源区普遍存在富硅和贫硅组分,然而这些组分在不同地区的地幔源区中的比例存在差异。新生代,受板块俯冲或其他热事件的影响,地幔源区组分发生部分熔融,形成不同比例的富硅熔体和贫硅熔体。这些熔体从源区提取后上升,侵位到地壳岩浆房,岩浆在上升过程中温度降低,橄榄石优先结晶。后来的岩浆可能会持续注入到岩浆房中与先形成的岩浆发生混合,岩浆继续上升可能在岩浆通道中再次发生混合,最后上升冷凝形成玄武岩。因此混合比例相当小的组分由于强烈的混合作用在全岩成分中可能没有能够得到反映。而橄榄石作为较早结晶的矿物,有可能在岩浆混合发生之前或只发生较小程度岩浆混合后结晶,因此橄榄石中的熔体包裹体的成分更能准确全面反映地幔源区的组分特征。这一优势在本文的分析中得到证实,贫硅玄武岩不仅仅是地幔源区中贫硅的

组部分熔融形成的, 同样存在富硅组分的贡献。在世界其他地区如夏威夷玄武岩的地幔源区被证实存在类似特征。夏威夷玄武岩的地幔源区不均一性被认为是受地幔柱中不同富集组分的相对含量控制的, EMI 和 HIMU 再循环的古老洋壳组分在夏威夷地幔柱基质中到处分布(Ren et al., 2009)。

如前所述, 华北地区新生代相对贫硅玄武岩对应的岩石圈厚度较薄, 而分布大量富硅玄武岩的地区岩石圈厚度普遍较厚。贫硅玄武岩相对富集不相容元素, 同位素组分相对亏损, 主要是近期交代作用形成的岩石圈地幔贫硅辉石岩部分熔融形成。新生代相对贫硅的玄武岩对应的岩体规模较小, 如被称为孤立的无棣大山岩体(Chen et al., 2009; Zeng et al., 2010), 而富硅的玄武岩对应的岩体规模却较大, 如被称为汉诺坝溢流玄武岩区的玄武岩含有大量的拉斑玄武岩(Song et al., 1990; Zhi et al., 1990; Zhang et al., 2012)。前人研究认为贫硅辉石岩位于软流圈地幔(Sakuyama et al., 2013), 考虑到辉石岩具有相对低的熔融温度(Hirschmann et al., 2003; Kogiso et al., 2003), 其发生较大程度的部分熔融应该形成较大规模的岩体, 这与贫硅玄武岩具有较小的岩体相矛盾。另外贫硅玄武岩高度富集不相容元素也排除大程度部分熔融。因此贫硅辉石岩应该来自岩石圈地幔, 由于岩石圈地幔具有相对较低的温度, 辉石岩发生较小程度的部分熔融能够形成具有强烈富集微量元素, 岩体规模较小的玄武岩。因此我们认为新生代玄武岩的成分变化反映了地幔源区空间上的成分不均一性和岩石圈厚度的变化。

4 结论

通过综合华北, 东北新生代玄武岩数据, 对新生代玄武岩的地幔源区性质, 成因研究得到如下认识:

(1) 相对于全岩成分, 熔体包裹体的成分更加复杂, 甚至碱性玄武岩中熔体包裹体不仅具有拉斑玄武质成分, 同时还有碱性玄武质, 碱性粗面玄武质成分, 这指示新生代玄武岩地幔源区比之前认识的更加复杂和不均一, 新生代玄武岩的形成可能是不同成分的熔体混合的结果。

(2) 综合华北, 东北新生代玄武岩数据, 可以将这些玄武岩划分为三类: 低硅玄武岩, 高硅玄武岩以及中间类型。低硅玄武岩具有高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, FeO, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Sm/Yb, 低的 SiO_2 , Ba/Th 比值, 结合实验岩石学数据推断低硅

玄武岩形成于贫硅辉石岩和富含角闪石岩石的近期交代部分熔融。

(3) 高硅玄武岩具有低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 高的 SiO_2 , Ba/Th 比值, $(\text{Th}/\text{La})_N < 1$ 和 $(\text{Th}/\text{Ba})_N < 1$, 表明其地幔源区含有富硅的古老大洋下地壳组分, 结合实验岩石学数据推断高硅玄武岩形成于富硅辉石岩和橄榄岩的部分熔融。

致谢: 中国科学院广州地球化学研究所熊小林研究员和另外一位匿名审稿专家对本文提出了建设性修改意见和建议, 室内样品分析测试过程中, 得到刘颖、胡光黔、涂相林三位高级工程师的帮助, 熔体包裹体靶的制备和包裹体、橄榄石电子探针分析得到吴蕾的帮助, 笔者在此一并表示衷心的感谢。

参考文献(References):

- 范蔚茗, 郭锋. 2005. 华北地区晚中生代镁铁质岩浆作用及其地球动力学背景. *大地构造与成矿学*, 29(1): 44-55.
- 匡永生, 庞崇进, 洪路兵, 钟玉婷, 徐义刚. 2012. 胶莱盆地晚白垩世玄武岩的年代学和地球化学特征及其对华北岩石圈减薄-增生的制约. *大地构造与成矿学*, 36(4): 559-571.
- 刘建强, 任钟元. 2013. 玄武岩源区母岩的多样性和识别特征: 以海南岛玄武岩为例. *大地构造与成矿学*, 37(3): 471-488.
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用ICP-MS准确测定岩石样品中的40余种微量元素. *地球化学*, 25(6): 552-558.
- 罗丹, 陈立辉, 曾罡. 2009. 陆内强碱性火山岩的成因: 以山东无棣大山霞石岩为例. *岩石学报*, 25: 311-319.
- 山东省地质矿产局编. 1991. 山东省区域地质志. 北京: 地质出版社: 1-595.
- 钟军伟, 黄小龙. 2012. 鲁西早白垩世基性侵入岩的锆石 Hf 同位素组成变化及其成因. *大地构造与成矿学*, 36(4): 572-580.
- Baker M B and Stolper E M. 1994. Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 2811-2827.
- Basu A R, Wang J, Huang W, Xie G and Tatsumoto M. 1991. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: Implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 105: 149-169.
- Beattie P, Ford C and Russell D. 1991. Partition-coefficients

- for olivine-melt and orthopyroxene-melt systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109: 212–224.
- Chen L. 2010. Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implications. *Lithos*, 120: 96–115.
- Chen L H, Zeng G, Jiang S Y, Hofmann A W, Xu X S and Pan M B. 2009. Sources of Anfengshan basalts: Subducted lower crust in the Sulu UHP belt, China. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 286: 426–435.
- Chen Y, Zhang Y, Graham D, Su S and Deng J. 2007. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China. *Lithos*, 96: 108–126.
- Choi S H, Mukasa S B, Zhou X H, Xian X H and Andronikov A V. 2008. Mantle dynamics beneath East Asia constrained by Sr, Nd, Pb and Hf isotopic systematics of ultramafic xenoliths and their host basalts from Hannuoba, North China. *Chemical Geology*, 248: 40–61.
- Chung S L. 1999. Trace element and isotope characteristics of Cenozoic basalts around the Tanlu fault with implications for the eastern plate boundary between North and South China. *Journal of Geology*, 107: 301–312.
- Danyushevsky L V, Della-Pasqua F N and Sokolov S. 2000. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: Petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138: 68–83.
- Dasgupta R, Hirschmann M M and Smith N D. 2007. Partial melting experiments of peridotite CO₂ at 3 GPa and genesis of alkalic ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 48: 2093–2124.
- Dasgupta R, Hirschmann M M and Stalker K. 2006. Immiscible transition from carbonaterich to silicate-rich melts in the 3 GPa melting interval of eclogite plus CO₂ and genesis of silica-undersaturated ocean island lavas. *Journal of Petrology*, 47: 647–671.
- DePaolo D J and Daley E E. 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169: 157–185.
- Falloon T J, Green D H, Danyushevsky L V and Faul U H. 1999. Peridotitemelting at 1.0 and 1.5 GPa: An experimental evaluation of techniques using diamond aggregates and mineral mixes for determination of near-solidus melts. *Journal of Petrology*, 40: 1343–1375.
- Ford C E, Russell D G, Cracén J A, Fisk, M R. 1983. Olivine-liquid equilibria: Temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn. *Journal of Petrology*, 24: 256–266.
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, Liu X M, Liu Y S, Xu W L, Ling W L, Ayers J, Wang X C and Wang Q H. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432: 892–897.
- Gasperini D, Blichert-Toft J, Bosch D, Del Moro A, Macera P, TeÂlouk P and AlbareÂde F. 2000. Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth's mantle. *Nature*, 408: 701–704.
- Goto A and Tatsumi Y. 1996. Quantitative analyses of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer (II). *The Rigaku Journal*, 13: 20–39.
- Green D H and Ringwood A E. 1967. The genesis of basaltic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 15: 103–190.
- Griffin W L, Andi Z, O'Reilly S Y and Ryan C G. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton // Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia: 107–126.
- Hart S R and Davis K E. 1978. Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 203–219.
- He H, Deng C and Pan Y. 2011. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating results from the Shanwang Basin, eastern China: Constraints on the age of the Shanwang Formation and associated biota. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 187: 66–75.
- Herzberg C. 2011. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: Implications for origins. *Journal of Petrology*, 52: 113–146.
- Hirose K. 1997. Melting experiments on Iherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. *Geology*, 25: 42–44.
- Hirose K and Kawamura K. 1994. A new experimental approach for incremental batch melting of peridotite at 1.5 GPa. *Geophysical Research Letters*, 21: 2139–2142.
- Hirose K and Kawamoto T. 1995. Hydrous partial melting of Iherzolite at 1 GPa—the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 133: 463–473.

- Hirose K and Kushiro I. 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 114: 477–489.
- Hirose K and Kushiro I. 1998. The effect of melt segregation on polybaric mantle melting: Estimation from the incremental melting experiments. *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 107: 111–118.
- Hirschmann M M, Kogiso T, Baker M B and Stolper E M. 2003. Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology*, 31: 481–484.
- Hofmann A W and Jochum K P. 1996. Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research*, 101: 11831–11839.
- Hong L B, Zhang Y H, Qian S P, Liu J Q, Ren Z Y and Xu Y G. 2013. Constraints from melt inclusions and their host olivines on the petrogenesis of Oligocene-Early Miocene Xindian basalts, Chifeng area, North China Craton. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165: 305–326.
- Huang X L, Xu Y G and Liu D Y. 2004. Geochronology, petrology and geochemistry of the granulite xenoliths from Nushan, east China: Implication for a heterogeneous lower crust beneath the Sino-Korean Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 127–149.
- Humayun M. 2004. Geochemical evidence for excess iron in the mantle beneath Hawaii. *Science*, 306: 91–94.
- Kelley K A, Plank T, Ludden J and Staudigel H. 2003. Composition of altered oceanic crust at ODP Sites 801 and 1149. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, doi: 10.1029/2002GC000435.
- Keshav S, Gudfinnsson G, Sen G and Fei Y. 2004. High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenite and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 223: 365–379.
- Kogiso T, Hirose K and Takahashi E. 1998. Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: Application to the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 162: 45–61.
- Kogiso T and Hirschmann M M. 2001. Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142: 347–360.
- Kogiso T and Hirschmann M M. 2006. Partial melting experiments of bimineraleclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 188–199.
- Kogiso T, Hirschmann M M and Frost D J. 2003. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: Possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 216: 603–617.
- Kramers J D and Tolstikhin I N. 1997. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. *Chemical Geology*, 139: 75–110.
- Kushiro I. 1996. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: An experimental study using aggregates of diamond // Basu A and Hart S. *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. Geophysical Monograph. Washington, D C: American Geophysical Union: 109–122.
- Kushiro I. 2001. Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalt. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences Letters*, 29: 71–107.
- Laporte D, Toplis M J, Seyler M and Devidal J L. 2004. A new experimental technique for extracting liquids from peridotite at very low degrees of melting: Application to partial melting of depleted peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146: 463–484.
- Lebas M J, Lemaitre R W, Streckeisen A and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic-rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745–750.
- Liu D Y, Nutman A P, Compston W, Wu J S and Shen Q H. 1992. Remnants of greater-than-or-equal-to 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology*, 20: 339–342.
- Liu Y S, Gao S, Kelemen P B and Xu W L. 2008. Recycled crust controls contrasting source compositions of Mesozoic and Cenozoic basalts in the North China Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 2349–2376.
- MacLennan J. 2008. Lead isotope variability in olivine-hosted melt inclusions from Iceland. *Geochimica et*

- Cosmochimica Acta*, 72: 4159–4176.
- Mcdonough W F and Sun S S. 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223–253.
- Menzies M A, Fan W and Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. *Geological Society, London, Special Publications*, 76: 71–81.
- Pertermann M and Hirschmann M. 2003. Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: Phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2–3 GPa. *Journal of Petrology*, 44: 2173–2201.
- Pertermann M, Hirschmann M M, Hametner K, Gunther D and Schmidt M W. 2004. Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite. *Geochemistry Geophysical Geosystem*, 5, <http://dx.doi.org/10.1029/2003GC000638>.
- Pilet S, Baker M B and Stolper E M. 2008. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science*, 320: 916–919.
- Prytulak J and Elliott T. 2007. TiO₂ enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 263: 388–403.
- Qian S P, Ren Z Y, Zhang L, Hong L B and Liu J Q. 2015. Chemical and Pb isotope composition of olivine-hosted melt inclusions from the Hannuoba basalts, North China Craton: Implications for petrogenesis and mantle source. *Chemical Geology*, 401: 111–125.
- Ren Z Y, Hanyu T and Miyazaki T. 2009. Geochemical differences of the Hawaiian shield lavas: Implications for melting process in the heterogeneous Hawaiian plume. *Journal of Petrology*, 50: 1553–1573.
- Ren Z Y, Ingle S, Takahashi E, Hirano N and Hirata T. 2005. The chemical structure of the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 436: 837–840.
- Ren Z Y, Takahashi E, Orihashi Y and Johnson K T M. 2004. Petrogenesis of tholeiitic lavas from the submarine Hana Ridge, Haleakala Volcano, Hawaii. *Journal of Petrology*, 45: 2067–2099.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental crust // Carlson R W. *Treatise on Geochemistry 3, The mantle and core*. New York: Elsevier: 1–70.
- Saal A E. 1998. Pb isotopic variability in melt inclusions from oceanic island basalts, Polynesia. *Science*, 282: 1481–1484.
- Sakuyama T, Tian Wei, Kimura J I, Fukao Y, Hirahara Y, Toshiro T, Senda R, Chang Q, Miyazaki T, Obayashi M, Kawabata H and Tatsumi Y. 2013. Melting of dehydrated oceanic crust from the stagnant slab and of the hydrated mantle transition zone: Constraints from Cenozoic alkaline basalts in eastern China. *Chemical Geology*, 35: 932–948.
- Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, Yaxley G M, Arndt N T, Chung S L, Danyushevsky, L V, Elliott T, Frey, F A, Garcia M O, Gurenko A A, Kamenetsky V S, Kerr A C, Krivolutskaya N A, Matvienkov V V, Nikogosian I K, Rocholl A, Sigurdsson I A, Sushchevskaya N M and Teklay M. 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316: 412–417.
- Sobolev A V, Hofmann A W and Nikogosian I K. 2000. Recycled oceanic crust observed in ghost plagioclase within the source of Mauna Loa lavas. *Nature*, 404: 986–990.
- Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V and Nikogosian I K. 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434: 590–597.
- Song Y, Frey F A and Zhi X C. 1990. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China—Implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle. *Chemical Geology*, 88: 35–52.
- Staudigel H, Plank T, White B and Schmincke H U. 1996. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP Sites 417 and 418. *Geophysical Monograph Series*, 96: 19–38.
- Stracke A, Bizimis M and Salters V J M. 2003. Recycling oceanic crust: quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4: <http://dx.doi.org/10.1029/2001GC000223>.
- Takahashi E. 1986. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 Gpa—implications on the origin of peridotitic upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 91: 9367–9382.
- Takahashi E and Kushiro I. 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, 68: 859–879.
- Takahashi E, Nakajima K and Wright T L. 1998. Origin of the Columbia River basalts: Melting model of a heterogeneous plume head. *Earth and Planetary Science Letters*, 162: 63–80.
- Takahashi E, Shimazaki T, Tsuzaki Y and Yoshida H. 1993. Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the

- origin of basaltic magmas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 342: 105–120.
- Tang Y J, Zhang H F and Ying J F. 2006. Asthenosphere-lithospheric mantle interaction in an extensional regime: Implication from the geochemistry of Cenozoic basalts from Taihang Mountains, North China Craton. *Chemical Geology*, 233: 309–327.
- Thompson R N and Gibson S A. 2000. Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. *Nature*, 407: 502–506.
- Walter M J. 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39: 29–60.
- Wang Y, Zhao Z F, Zheng Y F and Zhang J J. 2011. Geochemical constraints on the nature of mantle source for Cenozoic continental basalts in east-central China. *Lithos*, 125: 940–955.
- Wang Z R and Gaetani G A. 2008. Partitioning of Ni between olivine and siliceous eclogite partial melt: Experimental constraints on the mantle source of Hawaiian basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 661–678.
- Wasylenki L E, Baker M B, Kent A J R and Stolper E M. 2003. Near-solidus melting of the shallow upper mantle: Partial melting experiments on depleted peridotite. *Journal of Petrology*, 44: 1163–1191.
- Wu F Y, Walker R J, Ren X W, Sun D Y and Zhou X H. 2003. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. *Chemical Geology*, 196: 107–129.
- Xiong X L, Liu X C and Zhu Z M. 2011. Adakitic rocks and destruction of the North China Craton: Evidence from experimental petrology and geochemistry. *Science China (Series D)*, 54: 858–870.
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the archaean lithospheric keel beneath the sino-korean craton in china: evidence, timing and mechanism. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26: 747–757.
- Xu Y G, Li H Y, Pang C J and He B. 2009. On the timing and duration of the destruction of the North China Craton. *Chinese Science Bulletin*, 54: 3379–3396.
- Xu Y G, Ma J L, Frey F A, Feigenson M D and Liu J F. 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton. *Chemical Geology*, 224: 247–271.
- Xu Y G, Zhang H H, Qiu H N, Ge W C and Wu F Y. 2012a. Oceanic crust components in continental basalts from Shuangliao, Northeast China: Derived from the mantle transition zone? *Chemical Geology*, 328: 168–184.
- Xu Z, Zhao Z F and Zheng Y F. 2012b. Slab-mantle interaction for thinning of cratonic lithospheric mantle in North China: Geochemical evidence from Cenozoic continental basalts in central Shandong. *Lithos*, 147: 202–217.
- Yasuda A, Fujii T and Kurita K. 1994. Melting phase-relations of an Anhydrous midocean ridge basalt from 3 to 20 Gpa—implications for the behavior of subducted oceanic-crust in the mantle. *Journal of Geophysical Research*, 99: 9401–9414.
- Yaxley G and Green D H. 1998. Reactions between eclogite and peridotite: Mantle refertilisation by subduction of oceanic crust. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 78: 243–255.
- Zeng G, Chen L H, Hofmann A W, Jiang S Y and Xu X S. 2011. Crust recycling in the sources of two parallel volcanic chains in Shandong, North China. *Earth and Planetary Science Letters*, 302: 359–368.
- Zeng G, Chen L H, Xu X S, Jiang S Y and Hofmann A W. 2010. Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. *Chemical Geology*, 273: 35–45.
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, Fan W M, Zhai M G and Yin J F. 2002. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: Evidence from major-, trace-element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144: 241–253.
- Zhang J J, Zheng Y F and Zhao Z F. 2009. Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle in the origin of Cenozoic continental basalts in east-central China. *Lithos*, 110: 305–326.
- Zhang W H, Zhang H F, Fan W M, Han B F and Zhou M F. 2012. The genesis of Cenozoic basalts from the Jining area, northern China: Sr-Nd-Pb-Hf isotope evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 61: 128–142.
- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A and Sun M. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and *P-T* path constraints and tectonic evolution. *Precambrian*

- Research*, 107: 45–73.
- Zhi X C, Song Y, Frey F A, Fen J L and Zhai M Z. 1990. Geochemistry of Hannuoba Basalts, Eastern China—Constraints on the Origin of Continental Alkalic and Tholeiitic Basalt. *Chemical Geology*, 88: 1–33.
- Zhou X and Armstrong R L. 1982. Cenozoic volcanic rocks of eastern China—secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 58: 301–329.
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493–571.
- Zou H B, Fan Q C and Yao Y P. 2008. U-Th systematics of dispersed young volcanoes in NE china: Asthenosphere upwelling caused by piling up and upward thickening of stagnant Pacific slab. *Chemical Geology*, 255: 134–142.

Mantle Source Characteristics of Cenozoic Basalts in Eastern China

QIAN Shengping^{1,2}, REN Zhongyuan¹, ZHANG Yinwei^{1,2}, HONG Lubing^{1,2}, ZHANG Le^{1,2},
ZHANG Yan^{1,2}, LIU Jianqiang^{1,2} and SONG Maoshuang¹

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: In response to the destruction of the North China Craton, Cenozoic basalts widely occurred in North China. Although numerous previous studies have been carried out for them, the nature of their mantle source and petrogenesis of basalts are still widely debated. In this paper, we report, for the first time, the compositions of olivine-hosted melt inclusions in Shanwang basalts, Shandong province. Melt inclusions have the compositions which are much more variable than those of whole-rock lava samples. Both alkalic and tholeiitic basaltic melts are found in melt inclusions within single alkali basalt, although only alkali basalts were erupted in Shandong. This means that the mantle source of Hannuoba basalts was likely to be more heterogeneous than previously inferred based on whole rock geochemistry, and that magmas with silica-rich component also existed in the mantle source of alkali basalts. Cenozoic basalts in eastern China are formed dominantly by mixing between silica-rich and silica-deficient magma. The Cenozoic basalts can be divided into three groups: low silica, high silica and intermediate between the two end-members, according to the data of basalts in northern China and northeastern China. The basalts with low silica have high $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, FeO, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ and Sm/Yb, and low SiO_2 and Ba/Th. Integrating the compositions of melts produced in melting experiments, we infer that the basalts with low silica are generated by partial melting of pyroxenite and amphibole-rich rocks, which are formed by metasomatism recently. The basalts with low silica have high SiO_2 and Ba/Th, low $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, FeO, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ and Sm/Yb, and $(\text{Th}/\text{La})_N < 1$ and $(\text{Th}/\text{Ba})_N < 1$. We conclude that the basalts with high silica are produced by melting of silica-rich pyroxenites and peridotites and that ancient oceanic lower crust involved in the source of Cenozoic basalts would be a suitable candidate to represent the component with silica-rich signature.

Keywords: Cenozoic basalts; North China Craton; basalts with high silica; source lithology