

吉林伊通-大屯地区晚中生代-新生代玄武岩的地球化学特征及其意义*

张辉煌^{1,2} 徐义刚¹ 葛文春³ 马金龙¹

ZHANG HuiHuang^{1,2}, XU YiGang¹, GE WenChun³ and MA JinLong¹

1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061

1. Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 100049 Beijing, China

3. Department of Earth and Planetary Sciences, Jilin University, 130061 Changchun, China

2005-12-18 收稿, 2006-04-08 改回.

Zhang HH, Xu YG, Ge WC and Ma JL. 2006. Geochemistry of late Mesozoic-Cenozoic basalts in Yitong-Datun area, Jilin Province and its implication. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6):1579-1596

Abstract Yitong-Datun region, where volcanic activity persisted for over 80Ma, provides important constraints on the evolution of deep lithosphere beneath this part of Northeast China. From late Cretaceous (92.5Ma) Datun basalt in Changchun to Tertiary (31Ma, 9~15Ma) basalts in Yitong-Shulan graben, alkaline contents and Dy/Yb ratios increase with temporal decrease, and the final melting depths of basalts, estimated according to the mantle dynamic melting model, increase from about 50km to 110km. Based on the lithospheric lid effect, the thickness of the lithosphere beneath Yitong-Datun is inferred to have increased since the late Cretaceous. The Yitong Tertiary alkali basalts show a homogeneous composition with trace element spidergram, Nb/U ratio, low ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i and positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ similar to oceanic island basalts (OIB). All these indicate that Tertiary basalts were derived from an asthenospheric source. In contrast, the Datun tholeiitic basalts have relatively higher Ni, Cr, Sc, Ba/Th, Rb/Nb, Ba/Nb, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i and lower ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i, compared to Tertiary alkali basalts. This difference is attributed to the reaction between asthenospheric melts and old enriched-lithospheric mantle. The geochemical characteristics of the Yitong-Datun basalts highlight the different roles of the lithosphere in intraplate magmatism. For the Tertiary basalts, the lithosphere acted as a mechanical barrier to upwelling mantle, but has not been involved materially in the magma generation. For the late Cretaceous basalts, the lithosphere played both indirect and direct roles in magmatic genesis.

Key words Geochemistry, Melt-lithosphere interaction, Mantle dynamic melting model, Melting depth, Lithospheric evolution, Yitong-Datun, Jilin

摘要 吉林伊通-大屯地区有长达80Ma的火山喷发历史,为探讨该区深部地质演化提供了条件。从晚白垩统长春大屯火山(92.5±0.5Ma)到伊舒地堑内第三纪伊通火山群(31Ma,9~15Ma),玄武岩碱性逐渐增强,Dy/Yb比值逐渐升高,根据地幔动态熔融模型计算获得的玄武岩最终形成深度由约50km变深至110km。根据岩石圈盖效应推测该区晚白垩统以来岩石圈厚度逐渐增厚。伊通第三纪碱性玄武岩显示了均一的地球化学组成;类似洋岛玄武岩(OIB)的微量元素分配模式和Nb/U比值,以及低($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i、正 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 同位素特征暗示它主要来源于软流圈。与第三纪碱性玄武岩相比,晚白垩统大屯拉斑玄武岩具有相对偏高的Ni、Cr和Sc,高Ba/Th、Rb/Nb、Ba/Nb比值,高($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i和低($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i。这些特征可能与软流圈熔体与古老富集地幔之间的相互反应有关。伊通-大屯玄武岩的演化特征反映了岩石圈在板内岩浆作用中所担当的不同角色:第

* 本研究由中国科学院百人计划项目和国家自然科学基金项目(49925308;40421303)资助。

第一作者简介:张辉煌,男,1978年生,博士研究生,岩石地球化学专业,E-mail:zhanghuihuang@gig.ac.cn

三纪时,岩石圈并没有在物质上直接参与岩浆作用,但岩石圈对上涌软流圈起到了机械阻挡作用;而在晚白垩岩浆作用中,岩石圈的间接和直接作用都得到了体现。

关键词 地球化学特征; 岩石圈演化; 熔体-岩石圈相互反应; 地幔动态熔融模型; 玄武岩深度反演; 伊通; 大屯; 吉林
中图分类号 P588.145

1 引言

McKenzie & Bickle (1988) 认为,在大陆拉张环境,玄武岩主要来源于软流圈。当地温线与地幔固相线相交时,地幔开始熔融,即玄武岩质岩浆形成的初始深度(Initial depth of melting),在绝热减压上升过程中,地幔熔融程度不断增大。当上涌地幔到达岩石圈底部时,受到刚性岩石圈的机械阻挡作用而不再继续上升,因此玄武岩质岩浆形成的最后深度(Final depth of melting)受岩石圈厚度的控制,这就是所谓的岩石圈盖效应(Lithospheric lid effect)(Langmuir *et al.*, 1992; Fram and Leshner, 1993)。由于不同深度形成的玄武岩的成分不同,特别是 SiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO 和 MgO 等组分对形成压力十分敏感的(Jaques and Green, 1980; Kushiro, 2001),因此根据玄武岩的地球化学组成可以确定特定时期岩石圈的厚度;如果将不同时期喷发的玄武岩做系统研究就可以反演岩石圈的演化历史。

在大陆玄武岩浆作用过程中,岩石圈不仅对上涌软流圈起到机械阻挡作用(即岩石圈盖效应),还会在物质上直接参与岩浆作用(如 Perry *et al.*, 1987; DePaolo and Daley 2000; Xu *et al.*, 2005)。许多证据显示,岩石圈地幔通过熔体-地幔岩的相互反应的形式参与了玄武岩的形成(Bodinier *et al.*, 1990; Wilson and Downes, 1991; Kelemen *et al.*, 1992, 1995; Van der Wal and Bodinier, 1996; Vermieres *et al.*, 1997),使来源于软流圈的玄武岩带有“岩石圈”的特征(如 Stewart and Rogers, 1996; Xu *et al.*, 2005)。熔体-地幔岩的相互反应也使地幔岩成分发生改变,如将二辉橄榄岩转变为方辉橄榄岩(Kelemen *et al.*, 1992; Xu *et al.*, 2003),或将二辉橄榄岩转变为异剥橄榄岩(Xu *et al.*, 1996; Ionov *et al.*, 2005)。

吉林伊通-大屯地区火山群有长达 80Ma 的火山喷发历史(刘嘉麒, 1987; 刘若新等, 1992; 谢宇平等, 1993),玄武岩的地球化学特征随喷发时间具一定的演化趋势,这为研究晚白垩至中新世伊通-舒兰地堑岩石圈演化和玄武岩成因提供了重要窗口。前人已对该区进行大量地工作,并取得了丰硕的成果,例如刘嘉麒(1987)、王慧芬等(1988)和刘若新等(1992)进行了详细的 K-Ar 年代工作,武殿英(1989)、Fan & Hooper(1991),谢宇平等(1993)和刘祥等(1997)对伊通地区火山岩的岩石学、地球化学、火山地貌、火山构造以及喷发类型做了详细的研究,同时 Xu *et al.* (1993, 1996)也对伊通包体做了大量细致工作。因此本文侧重于报道大屯玄武岩的 Ar-Ar 同位素定年结果以及伊通-大屯玄武岩的地球化学特

征,用地幔动态熔融模型计算了不同玄武岩的形成深度,根据岩石圈盖效应模型重建了该区岩石圈演化历史,揭示了岩石圈间接和直接参与玄武岩浆作用的方式和后果。

2 地质背景

伊通-舒兰(伊舒)地堑位于郑庐断裂北延部分—依兰-伊通地堑的南段,宽约 20~25km,面积约 3400km²,地堑中充填近 6000m 的侏罗-白垩和新生代内陆湖泊碎屑岩沉积,其中侏罗-白垩系分布局限,厚度不大,古近系是盆地充填的主体且严格限于地堑内。伊通-舒兰地堑由东、西两条北东向相互平行的边界断裂所控制。东、西断裂分别位于地堑与哈达岭山地和大黑山隆起交界处,东支断裂为阶梯状正断层组合系统,而西支断裂为线性延伸的走滑断裂系统,这显示出伊舒地堑受走滑和伸展双重作用有关,是转换-伸展型盆地(任建业等, 1999)。

伊舒地堑的结构形式是由于郑庐断裂受太平洋板块、印度板块、菲律宾板块的相互作用从右旋向左旋走滑应力场转变的结果。白垩世中期至渐新世,郑庐断裂发生右旋走滑,伊舒断裂逐渐扩展形成;渐新世至中新世,郑庐断裂则为左旋走滑,伊舒地堑发生回返和构造反转,停止了伸展活动;中新世后伊舒地堑加速下沉(陆永潮等, 1999; Ren *et al.*, 2002)。

伊通火山群坐落伊舒地堑内,约有 16 座火山,本次研究选取了:大孤山、横头山、马鞍山、东尖山、莫里青山以及长春郊区大屯富峰山的玄武岩(图 1)。

3 样品制备和分析方法

挑选新鲜样品,切除其表面并挑除包体,用 2N HCL 浸泡 2 小时,确保不受表面蚀变矿物的污染。用不锈钢研钵将样品研磨成约 200 目的粉末,为主、微量以及同位素分析做准备。本次分析测试是在中国科学院同位素年代学和地球化学重点实验室完成。全岩主量成分用 Regaku ZSX-100e XRF 仪器测定,分析精度好于 1% (表 1)。微量元素分析在 PE ELan 6000 等离子质谱仪(ICP-MS)上完成,分析数据的质量通过对国际标样(BT142、W-2 和 MRG-1)的监控而得到保证,REE 的分析精度在 5~10%之间(表 2),刘颖等(1996)对溶样过程进行了详细描述。Sr、Nd 同位素比值采用 HF-HNO₃ 混合酸溶样,专用阳离子技术进行分离,通过 MC-ICPMS 测得, Sr、Nd 同位素比值分别用国际标样 NBS987 和 JNdi-1 进行监控,以及 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194(韦刚健等, 2002)

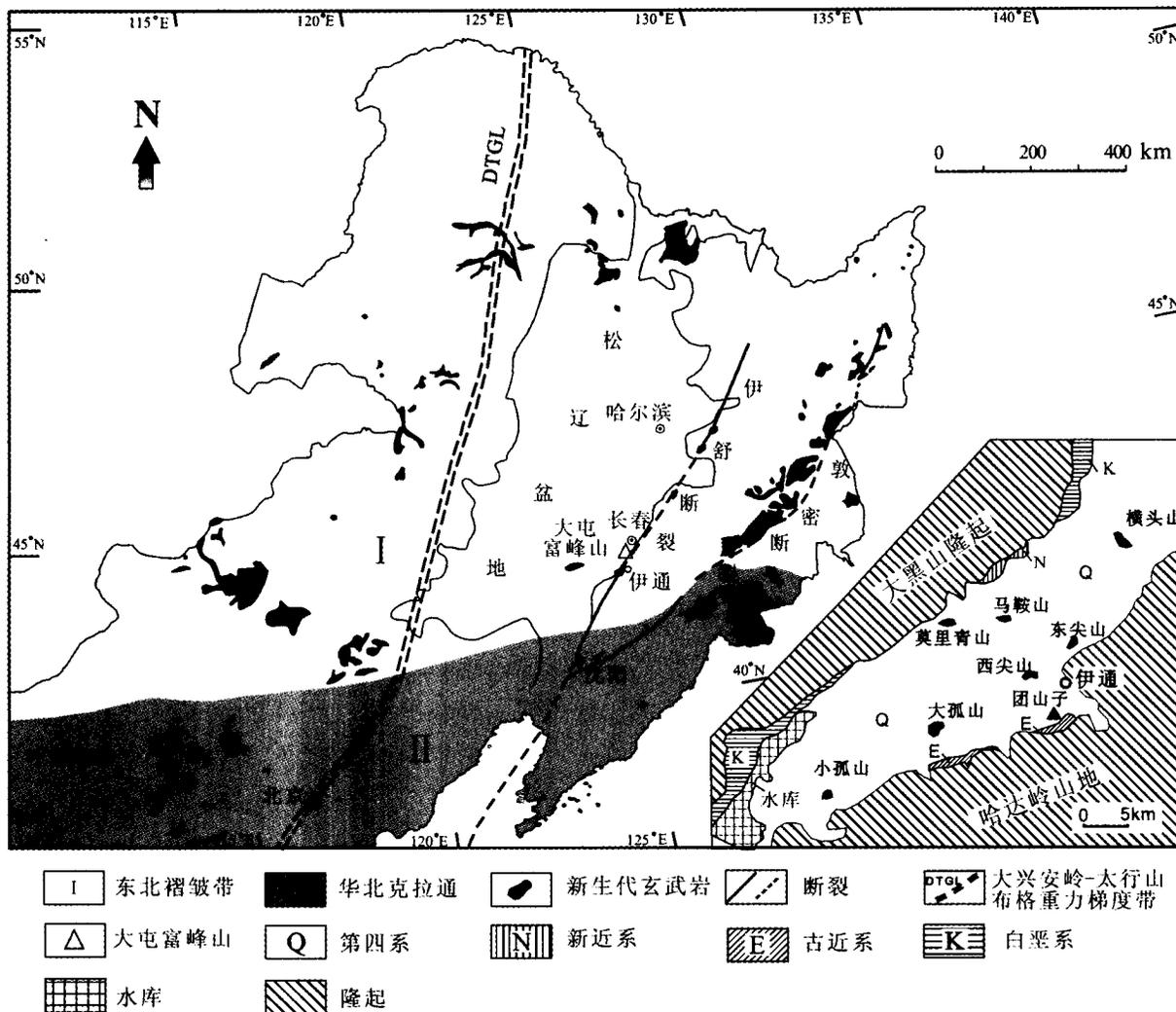


图1 东北新生代玄武岩分布图和伊通地区地质简图

Fig. 1 Simplified distribution map of Cenozoic basalts in NE China and geological map of Yitong region

和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ (梁细荣等, 2003) 标准化, 数据见表3。

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测试采用 40 ~ 60 目的样品, 在双目显微镜下, 挑除样品中的橄榄石斑晶, 以避免早期斑晶含有过剩氩的影响。 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年通过全岩激光阶段加热在 GV5400 稀有气体质谱计上测定, 标样为 ZBH-2506 黑云母 (132Ma), 分析步骤和 J 值计算方法类似邱华宁等 (2005), 分析数据列于表 4。

4 分析结果

4.1 年代学

刘嘉麒 (1987) 和刘若新等 (1992) 对伊通火山进行了详细的 K-Ar 年代学工作。根据这些工作, 本文研究的东尖山、马鞍山、大孤山、莫里青山、横头山的年龄分别为: 9.9Ma, 11.9Ma (王振中, 1994)、12.8Ma、14.4Ma 和 31Ma。前人对晚白垩纪的大屯玄武岩都采用 K-Ar 法进行定年 (刘

嘉麒, 1987; 王慧芬等, 1988), 但由于较老样品易受后期地质作用的影响, 产生 K 含量的变化, 使 K-Ar 法定年造成一定的误差, 因此本文对大屯玄武岩采用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法重新定年, 其优点在于 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法只需测定活化样品的 Ar 同位素比值即可计算样品的年龄, 避免了 K 含量的不准确性带来的误差。

通过多阶段激光加热所获大屯的坪年龄为 $92.5 \pm 0.5\text{Ma}$ (图 2a), 对于等时线年龄, 由于在反等时线图中数据点集中于 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 轴附近, 故用正等时线图解 (图 2b) 表示, 其相对应的等时线年龄为 $93.2 \pm 2.4\text{Ma}$, 与坪年龄相当, 同时, 坪年龄与全熔年龄 $92.3 \pm 0.3\text{Ma}$ 吻合, 因此 $92.5 \pm 0.5\text{Ma}$ 代表大屯玄武岩的真实喷发年龄。

综上, 伊通-大屯地区的火山岩可以分为三个阶段: 92Ma, 31Ma 和 9 ~ 15Ma。以下的地球化学特征也根据这三组岩石分别进行描述。

4.2 岩相学特征

为易于研究比较,根据 C. I. P. W. 标准矿物(表 1)将其划分为碧玄岩($Ne > 5\%$),碱性橄榄玄武岩($Ne < 5\%$)和拉斑玄武岩($Q > 0$)。伊通-大屯地区不同喷发阶段(9~15Ma、

31Ma 和 92Ma)样品岩性分别为碧玄岩、碱性橄榄玄武岩和拉斑玄武岩。不同岩性样品特征描述如下:

9~15Ma 碧玄岩呈灰黑色,致密块状,斑晶主要为橄榄石(25~30%)和少量辉石(<2%),橄榄石斑晶无或微见伊

表 1 伊通-大屯地区玄武岩主量元素和 C. I. P. W 标准矿物含量(wt%)

Table 1 Major element composition and C. I. P. W. normative mineral contents(in wt%) in Yitong-Datun basalts

地点 年龄*(Ma)	东尖山		马鞍山		大孤山		莫里青山		横头山				大屯				
	9.9		11.9		12.8		14.4		31				92.5±0.5				
岩性	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	AOB	AOB	AOB	AOB	THB	THB	THB	THB	THB
样号	DJS-2	DJS-3	MAS-2	MAS-3	DCS-1	DCS-2	MLQ-1	MLQ-3	HTS-1	HTS-2	HTS-3	HTS-4	DT-2	DT-4	DT-5	DT-6	DT-8
SiO ₂	44.89	44.88	45.71	45.10	45.04	44.96	44.51	44.65	49.32	48.76	49.33	49.18	52.02	52.29	51.65	51.43	51.61
TiO ₂	2.23	2.15	2.14	2.21	2.45	2.45	2.29	2.32	2.06	2.04	2.08	2.04	1.44	1.46	1.41	1.41	1.42
Al ₂ O ₃	13.26	12.73	13.79	13.62	13.94	14.00	13.35	13.42	15.08	14.81	15.06	15.63	15.59	15.43	15.66	15.96	15.39
Fe ₂ O ₃ T	13.22	13.64	12.02	12.10	12.42	12.50	12.10	12.26	10.89	10.90	11.06	10.61	10.15	10.12	10.15	10.08	10.02
MnO	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.15	0.14	0.15	0.14	0.13	0.13	0.14	0.13	0.15
MgO	11.01	12.15	9.62	10.48	9.35	9.11	11.05	11.20	7.94	8.04	8.03	7.62	6.66	7.27	7.34	6.47	7.05
CaO	9.23	9.33	8.17	8.38	8.29	8.20	8.75	8.86	7.94	8.06	7.84	8.16	8.19	8.06	8.41	8.48	8.07
Na ₂ O	3.02	2.78	3.23	3.53	3.25	2.97	2.95	3.11	3.61	3.21	3.74	3.10	3.29	3.29	3.19	3.21	3.23
K ₂ O	1.89	1.77	3.08	2.21	2.82	3.00	2.74	2.47	2.12	2.08	2.06	2.25	0.90	0.93	0.91	0.89	0.91
P ₂ O ₅	0.45	0.41	0.75	0.74	0.70	0.69	0.73	0.73	0.34	0.35	0.34	0.39	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23
LOI	0.34	0.43	1.47	2.05	1.80	1.51	1.16	1.24	0.62	1.06	0.77	1.44	1.64	1.04	1.25	1.64	1.94
总和	99.71	100.44	100.15	100.59	100.24	99.57	99.81	100.43	100.06	99.45	100.47	100.56	100.24	100.25	100.34	99.92	100.04
Mg#	67.7	67.6	66.8	66.9	65.4	64.7	68.1	68.1	64.7	65.0	64.6	64.4	62.3	64.4	64.5	61.8	63.9
Q													1.4	0.9	0.2	1.0	1.0
Or	11.4	10.6	18.6	13.4	17.1	18.3	16.6	14.9	12.7	12.6	12.3	13.5	5.4	5.6	5.5	5.4	5.5
Ab	11.6	9.9	11.4	12.9	11.6	11.4	7.2	8.2	26.9	27.2	27.0	26.7	28.5	28.3	27.5	27.9	28.1
An	17.3	17.2	14.4	15.2	15.6	16.5	15.4	15.7	19.0	20.4	18.4	22.5	25.7	25.0	26.1	27.2	25.5
Ne	7.8	7.5	9.0	9.6	9.0	7.8	10.0	10.1	2.2	0.4	2.7						
Di	21.2	21.7	17.8	18.2	17.7	16.8	19.5	19.6	15.2	14.8	15.1	13.0	11.7	11.4	12.0	11.8	11.5
Hy													0.7	20.8	22.2	22.3	20.3
Ol	21.2	24.9	19.1	22.0	18.7	18.7	22.4	22.6	15.9	16.5	16.2	15.4					
Mt	4.1	3.1	3.8	2.7	3.9	4.0	2.7	2.8	3.4	3.4	3.4	3.3	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2
Il	4.3	4.1	4.2	4.3	4.8	4.8	4.5	4.5	4.0	4.0	4.0	3.9	2.8	2.8	2.7	2.7	2.8
Ap	1.0	1.0	1.8	1.8	1.7	1.6	1.7	1.7	0.8	0.8	0.8	0.9	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Ne-Hy-Q	7.8	7.5	9.0	9.6	9.0	7.8	10.0	10.1	2.2	0.4	2.7	-0.7	-22.2	-23.2	-22.5	-21.3	-22.9

注: BAS 为碧玄岩, AOB 为碱性橄榄玄武岩, THB 为拉斑玄武岩

* 除大屯玄武岩年龄外,其余玄武岩为 K-Ar 年龄(刘嘉麒,1987; 刘若新等,1992; 王振中,1994);

Fe₂O₃T 为全铁; Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺) × 100; 不同岩性 Fe₂O₃/FeO 比值依据 Middlemost(1989)

表2 伊通-大屯地区玄武岩微量元素含量(μg/g)

Table 2 Trace element composition(in μg/g) in Yitong-Datun basalts

地点 样号	东尖山		马鞍山		大孤山		莫里青山		横头山				大屯				
	DJS-2	DJS-3	MAS-2	MAS-3	DGS-1	DGS-2	MLQ-1	MLQ-3	HTS-1	HTS-2	HTS-3	HTS-4	DT-2	DT-4	DT-5	DT-6	DT-8
Sc	22.4	23.7	17.5	18.1	19.1	19.1	20.0	20.9	18.2	18.3	17.5	17.1	21.6	21.2	22.7	24.5	20.1
Ti	13245	12839	12614	12788	14478	14548	13700	14143	11869	12164	12350	11996	8654	8537	8031	8523	7972
V	209	207	172	181	199	198	201	207	138	138	147	140	151	151	158	163	145
Cr	342	372	332	327	206	207	325	331	232	228	232	185	240	244	272	278	234
Co	59	64	47	50	51	51	55	55	42	44	45	41	39	39	37	37	36
Ni	247	280	221	240	178	173	270	273	155	162	159	138	187	184	161	147	173
Ga	18.54	18.44	20.34	19.54	20.11	20.63	19.37	19.88	17.95	19.72	18.76	19.51	18.20	17.67	17.09	17.90	16.62
Rb	19.05	17.14	30.91	23.96	25.71	26.83	32.26	32.96	26.49	27.66	26.98	27.90	22.86	23.51	22.19	22.29	21.75
Sr	673	672	1078	922	898	894	877	902	533	565	551	705	393	395	359	362	381
Y	18.83	18.19	20.50	20.81	21.06	20.76	21.71	22.30	16.39	16.79	18.43	17.40	20.43	19.97	20.14	20.43	19.32
Zr	156	150	283	246	248	249	212	217	153	155	162	165	111	111	109	113	105
Nb	46.90	43.29	80.39	77.89	70.27	69.91	74.54	77.01	39.86	40.03	38.92	43.61	20.32	20.74	19.71	20.18	20.15
Ba	351	334	438	467	369	374	476	502	318	313	287	371	295	304	281	287	284
La	23.48	22.16	46.60	48.34	41.80	41.18	48.88	50.98	14.14	14.73	15.77	16.72	13.22	13.66	13.87	13.12	13.52
Ce	45.60	44.21	83.99	85.62	77.33	75.83	85.52	88.52	28.78	29.66	31.20	33.52	26.49	27.21	27.90	26.10	26.69
Pr	5.78	5.55	9.74	9.89	9.30	9.13	9.74	10.26	3.77	3.90	3.81	4.36	3.48	3.56	3.66	3.41	3.51
Nd	23.82	23.58	36.96	37.38	36.06	35.53	36.58	38.43	16.40	16.76	16.36	18.64	14.81	15.03	15.59	14.97	15.08
Sm	5.27	5.15	7.10	6.89	7.13	6.91	6.97	7.32	3.98	4.06	4.07	4.24	3.71	3.78	3.85	3.66	3.73
Eu	1.78	1.77	2.29	2.26	2.27	2.17	2.15	2.32	1.49	1.49	1.46	1.55	1.30	1.35	1.39	1.31	1.35
Gd	5.11	5.09	6.22	6.17	6.33	6.35	6.02	6.33	4.32	4.50	4.22	4.47	4.41	4.52	4.72	4.43	4.78
Tb	0.75	0.73	0.89	0.88	0.90	0.91	0.88	0.92	0.64	0.64	0.69	0.66	0.68	0.69	0.72	0.69	0.71
Dy	3.94	3.94	4.54	4.52	4.66	4.67	4.62	4.79	3.40	3.42	3.54	3.53	3.98	4.03	4.07	4.04	3.99
Ho	0.72	0.71	0.78	0.83	0.82	0.83	0.83	0.87	0.64	0.65	0.62	0.66	0.77	0.76	0.82	0.78	0.79
Er	1.81	1.72	1.92	2.02	1.98	2.02	2.04	2.16	1.60	1.62	1.63	1.66	2.03	2.06	2.16	2.07	2.03
Tm	0.23	0.24	0.26	0.27	0.26	0.26	0.27	0.29	0.22	0.23	0.22	0.24	0.30	0.30	0.32	0.31	0.31
Yb	1.39	1.32	1.51	1.56	1.50	1.46	1.61	1.66	1.37	1.35	1.37	1.38	1.83	1.81	1.95	1.89	1.85
Lu	0.20	0.19	0.20	0.22	0.21	0.20	0.22	0.24	0.19	0.19	0.19	0.20	0.27	0.26	0.28	0.28	0.28
Hf	3.68	3.60	5.94	5.20	5.32	5.40	4.67	4.92	3.65	3.77	3.58	3.85	2.84	2.97	2.97	2.79	2.94
Ta	2.46	2.32	4.55	4.33	3.98	4.06	4.02	4.20	2.19	2.18	2.23	2.43	1.11	1.12	1.05	1.09	1.12
Th	2.80	2.69	6.85	6.50	5.47	5.81	6.44	6.58	2.14	2.17	2.15	2.48	2.06	2.10	2.10	1.97	2.13
U	0.89	0.82	2.05	1.81	1.67	1.70	1.64	1.69	0.69	0.72	0.69	0.75	0.56	0.54	0.50	0.49	0.57
ΣREE	119.9	116.4	203.0	206.8	190.5	187.4	206.3	215.1	80.9	83.2	85.2	91.8	77.3	79.0	81.3	77.1	78.6
(La/Yb) _N	11.5	11.4	21.0	21.1	18.9	19.1	20.6	20.9	7.0	7.4	7.8	8.2	4.9	5.1	4.8	4.7	5.0
La/Nb	0.50	0.51	0.58	0.62	0.59	0.59	0.66	0.66	0.35	0.37	0.41	0.38	0.65	0.66	0.70	0.65	0.67
La/Yb	16.9	16.7	30.9	31.1	27.9	28.2	30.4	30.8	10.3	10.9	11.5	12.1	7.2	7.5	7.1	6.9	7.3
La/Sm	4.5	4.3	6.6	7.0	5.9	6.0	7.0	7.0	3.6	3.6	3.9	3.9	3.6	3.6	3.6	3.6	3.6
Ba/Nb	7.5	7.7	5.4	6.0	5.2	5.4	6.4	6.5	8.0	7.8	7.4	8.5	14.5	14.7	14.2	14.2	14.1
Rb/Nb	0.41	0.40	0.38	0.31	0.37	0.38	0.43	0.43	0.66	0.69	0.69	0.64	1.13	1.13	1.13	1.10	1.08
Nb/U	52.6	52.7	39.2	43.0	42.0	41.1	45.5	45.5	57.9	55.5	56.8	58.4	36.5	38.1	39.1	41.3	35.6
Dy/Yb	2.8	3.0	3.0	2.9	3.1	3.2	2.9	2.9	2.5	2.5	2.6	2.6	2.2	2.2	2.1	2.1	2.2

注: N 为球粒陨石标准化值, 球粒陨石值据 McDonough and Sun(1995)

表3 伊通-大屯地区玄武岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 3 Sr-Nd Isotopes in Yitong-Datun basalts

地点	样号	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± 2σ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)
东尖山	DJS-2	0.08187	0.704162 ± 15	0.704150	0.13373	0.512812 ± 08	0.512803	3.5
马鞍山	MAS-2	0.08297	0.703805 ± 13	0.703791	0.11621	0.512863 ± 07	0.512854	4.5
大孤山	DGS-1	0.08280	0.703736 ± 13	0.703721	0.11956	0.512865 ± 07	0.512855	4.6
莫里青山	MLQ-3	0.10566	0.704031 ± 15	0.704009	0.11513	0.512810 ± 09	0.512800	3.5
横头山	HTS-2	0.14157	0.704051 ± 11	0.703989	0.14649	0.512877 ± 10	0.512848	4.9
横头山	HTS-4	0.11449	0.703972 ± 13	0.703922	0.13736	0.512830 ± 09	0.512802	4.0
大屯富峰山	DT-5	0.17874	0.704579 ± 13	0.704344	0.14915	0.512762 ± 07	0.512672	3.0
大屯富峰山	DT-8	0.16530	0.705039 ± 10	0.704822	0.14970	0.512799 ± 08	0.512709	3.7

注: CHUR 值: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 0.0847, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7045, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638;

λ_{Rb} = 1.42 × 10⁻¹¹年⁻¹ (Steiger and Jager, 1977); λ_{Sm} = 6.54 × 10⁻¹²年⁻¹ (Lugmair and Harti, 1978)

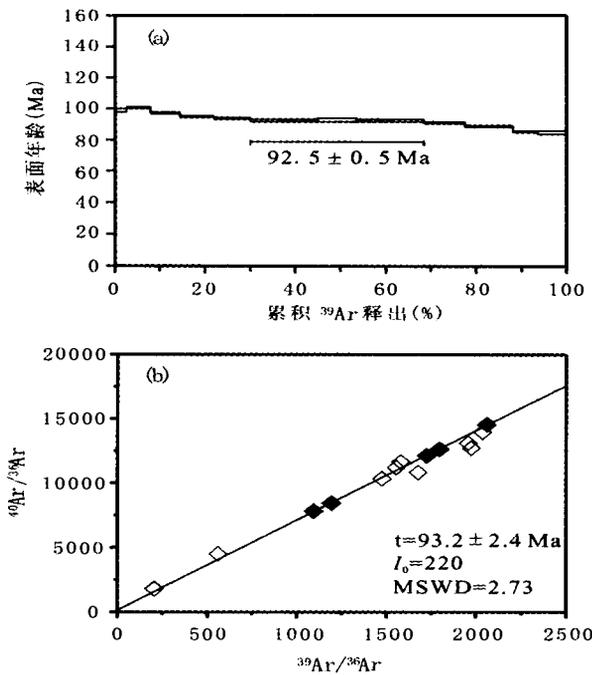


图2 大屯DT-2全岩激光阶段加热 Ar-Ar 年龄谱(a) 和等时线年龄(b)
(b)中实心菱形数据参与等时线年龄计算
Fig. 2 Age spectrum (a) and isochron (b) of whole-rock DT-2 in Datun. Solid diamond data are used to calculate the isochron

丁石化现象, 基质占岩石总量约 70%, 呈间粒-间隐结构, 主要是斜长石(20~40%)、玻璃质(30~45%)、辉石、橄榄石以及少量的磁铁矿。

31Ma 碱性橄榄玄武岩(横头山)呈灰黑色, 致密块状, 斑晶主要为橄榄石(15~20%)、长石(~5%)和辉石(2~10%), 基质呈间粒结构, 主要是斜长石(~40%), 橄榄石、辉石和少量玻璃质和磁铁矿。

92Ma 大屯拉斑玄武岩, 风化面呈土黄色, 新鲜面呈灰黑色, 致密块状, 斑晶主要为橄榄石(~5%)和少量辉石, 橄榄石斑晶的伊丁石化较为强烈, 基质呈拉玄结构, 主要是斜长石、玻璃质、辉石、橄榄石以及少量的磁铁矿。

4.3 主要元素

伊通-大屯地区玄武岩 SiO₂ 含量范围为 44.51% ~ 52.29%, MgO 含量相对较高且变化范围较大(6.47% ~ 12.15%), Mg[#] 值为 61.8 ~ 68.1, 暗示部分样品接近原始岩浆性质。在 TAS 图解(图 3)上, 不同时代喷发的岩浆有明显不同的岩石性质: 晚白垩的大屯玄武岩为拉斑玄武岩, 落在玄武安山岩, 32Ma 的横头山火山岩为弱碱性玄武岩; 而最年轻的玄武岩以碧玄岩等强碱性玄武岩为主。Na₂O + K₂O 与 SiO₂ 呈负相关, 这可能是不同程度的部分熔融所造成的 (Jaques and Green, 1980; Chen, 1988)。

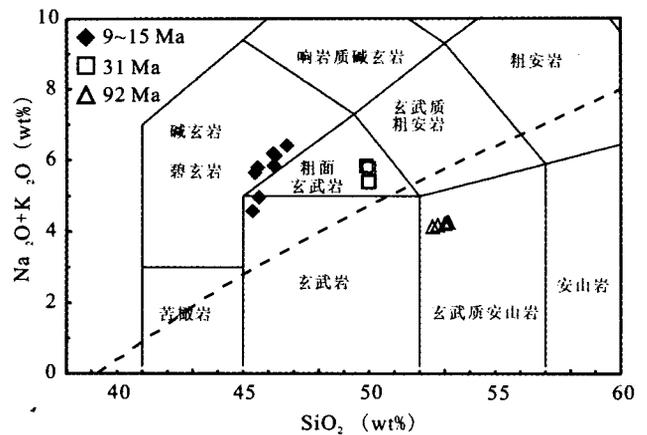


图3 Na₂O + K₂O vs SiO₂ (Le Bas et al., 1986); 虚线为碱性与拉斑玄武岩分界线据 Irvine and Baragar(1971)
Fig. 3 Na₂O + K₂O versus SiO₂ (Le Bas et al., 1986). Dash line separating alkali basalts and tholeiites is from Irvine and Baragar(1971)

在 Al₂O₃ 和 Fe₂O₃ 对 MgO 哈克图解(图 4c, d)上, 三组样品分别形成正相关和负相关关系, 但在其他主要元素对 MgO 哈克图解上, 大屯晚白垩拉斑玄武岩则明显偏离第三纪玄武岩的成分变化趋势。例如, 第三纪玄武岩中 CaO 含量随 MgO 的减少而减少, 而大屯玄武岩则显示相反的趋势(图 4e)。对 9~15Ma 的玄武岩来说, TiO₂、K₂O 和 P₂O₅ 与 MgO 大致形成负相关关系, 但对 31Ma 和 92Ma 的样品则是正相关关系(图 4b, g, h)。这些关系说明伊通-大屯三组不同喷发年龄样品之间不能用结晶分异过程来联系, 而可能反映不同的部分熔融程度或者不同的岩石成因。

4.4 相容元素

与主要元素成分变化趋势一样, 伊通-大屯三组火山岩中相容元素也显示了不同的演化特征。一般而言, 第三纪玄武岩中 Ni, Cr 和 Co 与 MgO 呈正相关性(图 5), 暗示这些元素在岩浆演化过程中呈相容性。而大屯晚白垩玄武岩偏离正相关关系(除 Co 外), 其 Cr 和 Sc 甚至与 MgO 形成负相关关系(图 5)。

4.5 不相容元素

伊通-大屯玄武岩中不相容元素含量与岩石类型有关: 大屯拉斑玄武岩含量最低, 而伊通碧玄岩(9~15Ma)中含量最高, 伊通碱性橄榄玄武岩不相容元素含量介于前两者之间(表 2)。三组岩石均显示轻稀土富集的特征(图 6d, e, f), 但不同喷发时间的样品显示了不同的轻、重稀土分异程度。9~15Ma 玄武岩具高稀土元素总含量(ΣREE = 116.4 ~ 215.1 μg/g), 轻、重稀土强烈分异[(La/Yb)_N = 11.4 ~ 21.1]。31Ma 玄武岩 ΣREE = 80.9 ~ 91.8 μg/g, (La/Yb)_N = 7.0 ~ 8.2。而 92Ma 大屯拉斑玄武岩则显示出低 ΣREE 含量(77.1 ~ 81.3

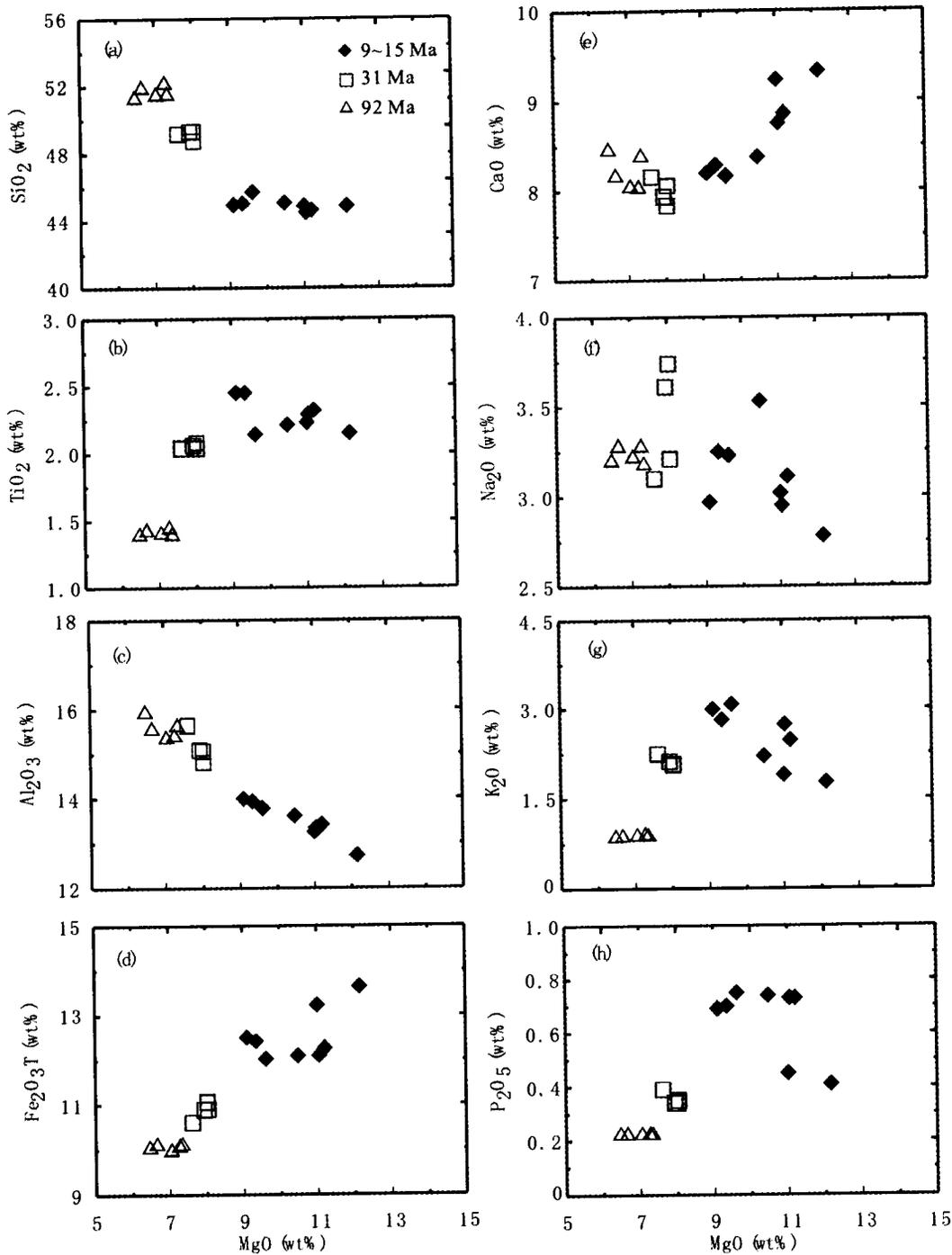


图4 主要元素与 MgO 相关图

Fig.4 Major elements versus MgO

$\mu\text{g/g}$), 轻、重稀土分异差 $[(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.7 \sim 5.1]$, 且重稀土含量高的特征。因此, 从老至新, 伊通-大屯玄武岩的 La/Yb 增高, 而重稀土含量降低。

在微量元素蛛网图(图 6a、b、c)上, 伊通-大屯玄武岩都不出现 Nb、Ta 的亏损, 与洋岛玄武岩 (McDonough and Sun, 1995) 的分配模式相似。9~15Ma 玄武岩呈现出 Rb、Ba、Th、U 等大

离子亲石元素相对 Nb、Ta 亏损的特点, 大孤山、马鞍山和莫里青山具有弱的 Sr 正异常, 东尖山样品 (DJS-2、DJS-3) 不相容元素含量相对较低, 具有 Ba、Sr 弱正异常。31Ma 玄武岩具有明显 Sr 正异常和 U-Th 负异常, 92Ma 大屯玄武岩具有 Ba、Sr 弱正异常和 Ti 弱负异常, 与 31、9~15Ma 玄武岩相比, 大离子亲石元素则相对富集。

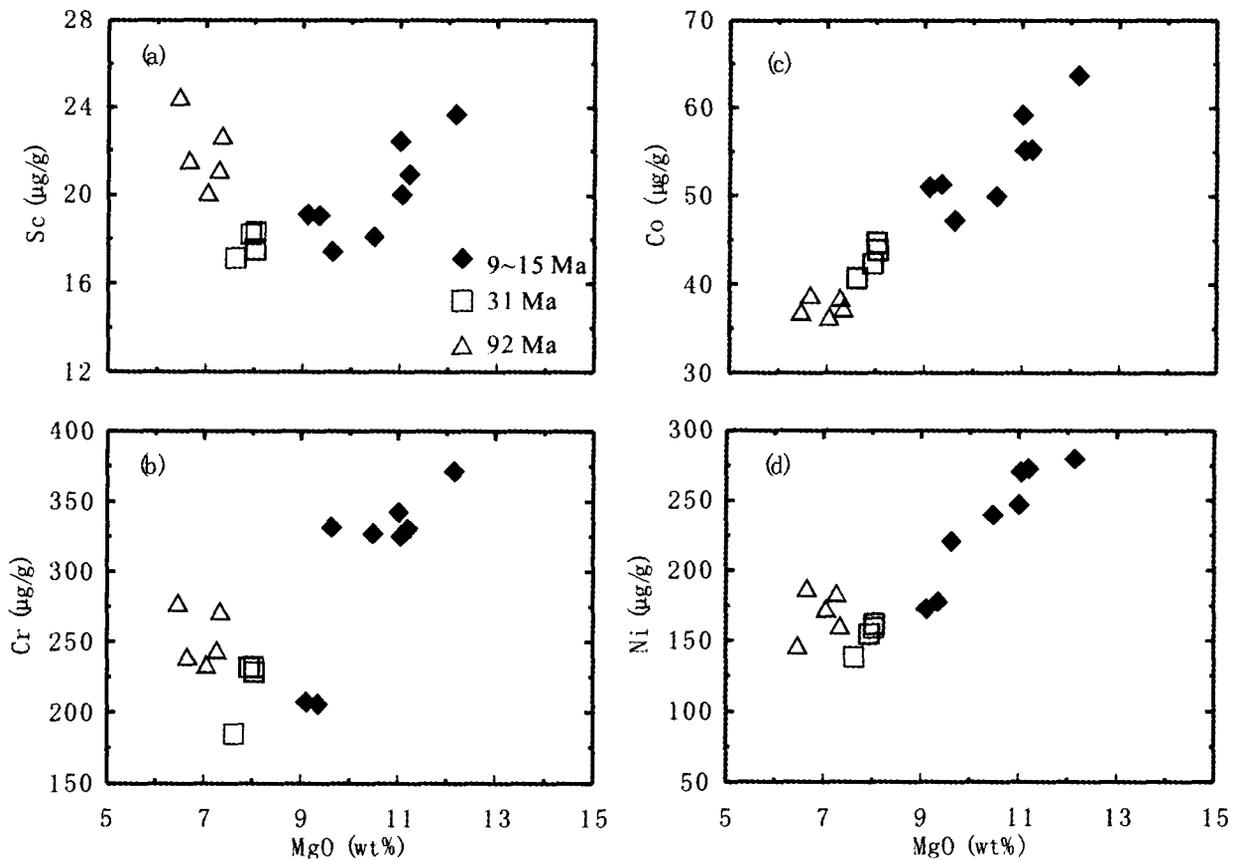


图5 相容元素 Sc、Cr、Co、Ni 与 MgO 相关图

Fig.5 Compatible elements Sc, Cr, Co and Ni versus MgO

第三纪玄武岩中 Ba、Th、U、La、Sr、Zr 和 Nd 与 Nb 有较好的相关性(图7),但大屯拉斑玄武岩偏离这些相关性。Rb-Nb 图解上(图7a),92Ma 和 31Ma 玄武岩与 9~15Ma 玄武岩形成了大致平行的相关关系,且在相同 Nb 含量情况下具高 Rb 的特点,虽然风化蚀变等后岩浆作用会改变这些高度不相容元素,但 92Ma、31Ma 玄武岩并没有高的 LOI(表1)且 Rb 含量分布均一而无分散,这反映伊通-大屯早期玄武岩与晚期玄武岩在源岩上具有一定的差别。

4.6 Sr-Nd 同位素特征

伊通-大屯地区玄武岩的锶钕同位素比值都位于洋岛玄武岩(OIB)范围内(图8),Sr-Nd 同位素比值呈负相关关系。9~15Ma 玄武岩与 31Ma 玄武岩具有相似的同位素特征,即低锶同位素比值[$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703721 \sim 0.704150$];高 Nd 同位素比值[$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512802 \sim 0.512855$],且同位素比值变化范围小。92Ma 大屯拉斑玄武岩与晚期喷发的玄武岩相比,具高 Sr、低 Nd 同位素比值的特征[$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.704344 \sim 0.704822$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512672 \sim 0.512709$],并且位于晚期喷发的玄武岩和东北钾质玄武岩之间。

5 讨论

5.1 地壳混染

伊通地区许多碱性玄武岩都含有橄辉岩包体(Xu *et al.*, 1993)。含包体的玄武岩通常具有较快的喷发速率,因而岩浆与地壳反应的可能性不大。高 Mg^* (61.8~68.1),接近或位于 Frey (1978) 定义的原生岩浆 Mg^* 范围(68~75)内,以及高 Ni、Cr 含量(表2)说明了研究区玄武岩未受地壳物质加入的明显影响和强烈的结晶分异作用。微量元素蛛网图中(图6)表现出 Nb、Ta 正异常,类似 OIB 微量元素配分模式,同样说明无明显的地壳物质的加入。

大屯火山岩为拉斑玄武岩,岩浆上升速度较小,因此受地壳混染的可能性是存在的。由于地壳物质含高 Rb 含量和高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,低 Sm/Nd 比值和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$,因此当岩浆受地壳混染,Rb 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,以及 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 Sm/Nd 比值呈线性相关,而伊通-大屯地区玄武岩并不出现上述相关关系(图9)。Sr-Nd 同位素比值位于洋岛玄武岩区(图8)、正 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (表4),因此,大屯火山岩受地壳混染的可能性不大。

张辉煌等：吉林伊通-大屯地区晚中生代-新生代玄武岩的地球化学特征及其意义

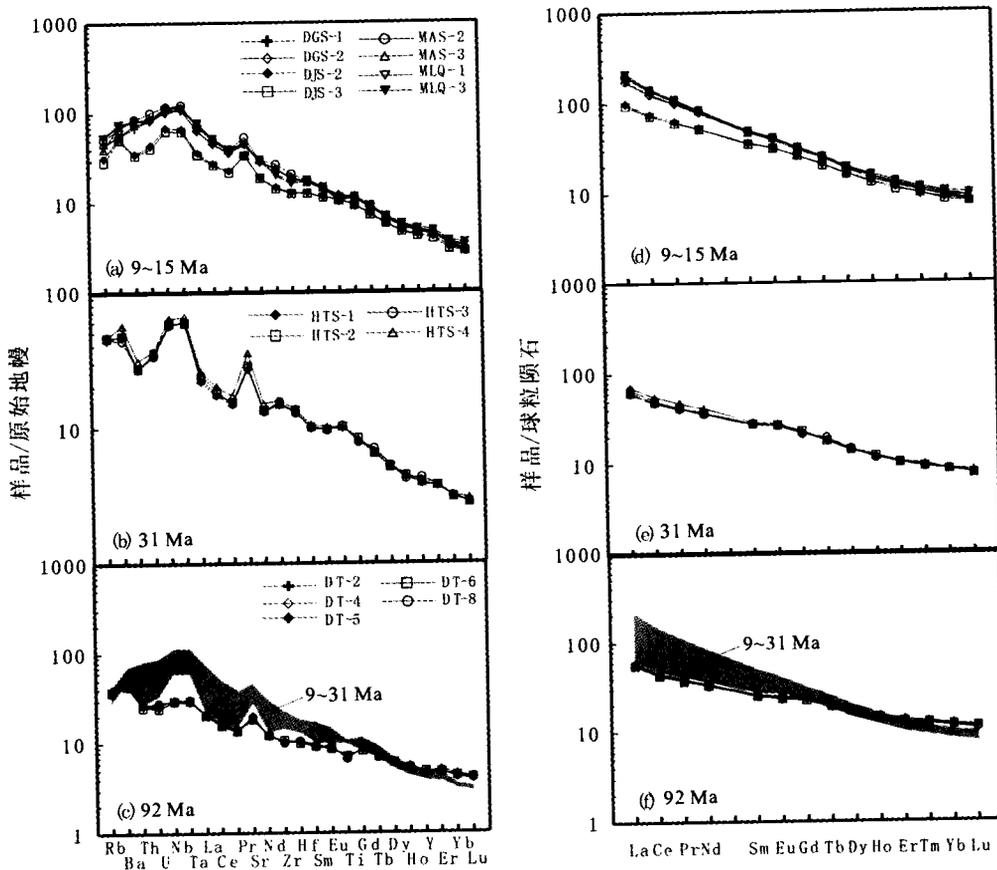


图6 微量元素蛛网图与稀土元素标准化图。原始地幔和球粒陨石值据 McDonough and Sun (1995)

Fig.6 Spiderdiagram of trace elements and REE normalized patterns. Primitive mantle and chondrite values are from McDonough and Sun(1995)

表4 大屯 DT-2 全岩 Ar-Ar 分析数据

Table 4 Ar-Ar dating results of whole-rock DT-2 in Datun

阶段	激光功率(W)	³⁶ Ar _A	³⁷ Ar _{Ca}	³⁸ Ar _{Cl}	³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar*	表面年龄(2σ)(Ma)	⁴⁰ Ar*(%)	³⁹ Ar _K (%)
1	3.00	0.00002	0.00318	0.00000	0.00328	0.02396	98.6 ± 1.1	83.45	2.41
2	4.00	0.00001	0.01082	0.00000	0.00744	0.05556	100.7 ± 0.7	93.40	5.46
3	5.00	0.00001	0.01705	0.00000	0.00913	0.06564	97.1 ± 0.7	97.44	6.70
4	6.00	0.00001	0.02143	0.00000	0.01016	0.07136	94.9 ± 0.7	97.34	7.46
5	7.00	0.00001	0.02353	0.00000	0.01054	0.07307	93.7 ± 0.7	97.95	7.74
6	8.00	0.00001	0.02062	0.00000	0.00923	0.06292	92.2 ± 0.7	96.47	6.78
7	9.00	0.00001	0.02895	0.00000	0.01147	0.07876	92.8 ± 0.7	96.19	8.42
8	10.00	0.00001	0.03011	0.00000	0.01161	0.07977	92.9 ± 0.7	97.64	8.52
9	11.00	0.00001	0.02610	0.00000	0.00951	0.06527	92.8 ± 0.7	97.54	6.98
10	12.00	0.00001	0.03080	0.00000	0.01090	0.07417	92.0 ± 0.7	97.12	8.00
11	13.00	0.00001	0.02915	0.00001	0.01227	0.08241	90.8 ± 0.7	97.86	9.01
12	14.00	0.00001	0.05006	0.00002	0.01423	0.09333	88.8 ± 0.8	97.72	10.45
13	15.00	0.00000	0.02842	0.00001	0.00777	0.04895	85.3 ± 1.0	97.65	5.70
14	fused	0.00001	0.04811	0.00002	0.00868	0.05451	85.1 ± 1.1	97.25	6.37

注: J=0.007690; 全熔年龄: 92.3 ± 0.3Ma

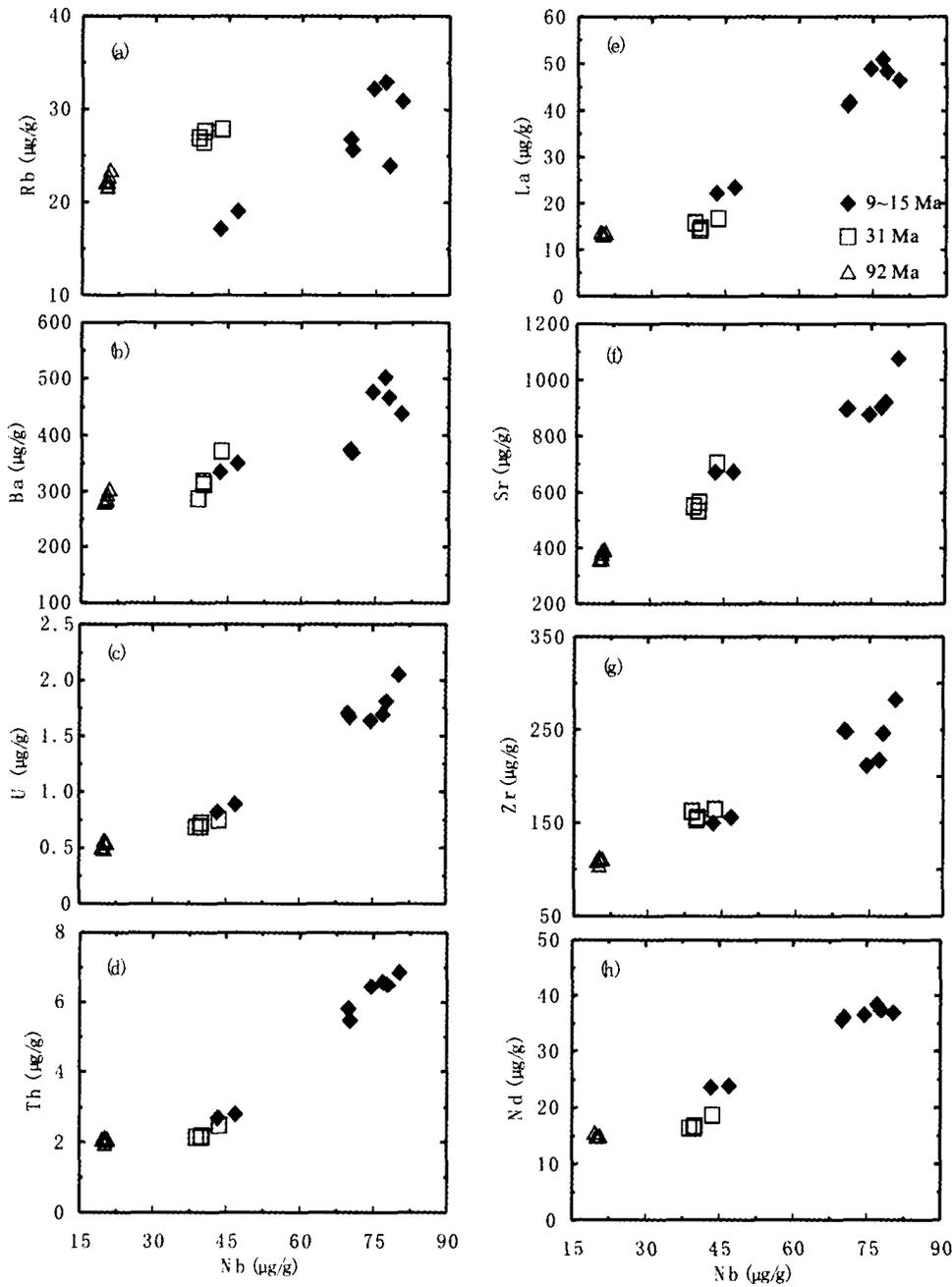


图7 微量元素与Nb相关图

Fig. 7 Trace elements versus Nb

5.2 结晶分异

伊通-大屯玄武岩的 MgO 含量变化于 6 ~ 12%。部分样品的 Mg[#] 高达 68.1, 可能代表了原始岩浆的成分。但大部分样品 Mg[#] < 0.68, 暗示结晶分异作用的存在。9 ~ 15Ma 玄武岩中主量元素和相容元素含量与 MgO 形成较好的相关性(图 4, 5), 如 CaO-MgO 之间的正相关关系可能是单斜辉石的分异结晶造成的, 而 Ni-MgO 之间的正相关关系则反映了橄榄石的晶

出。Al₂O₃-MgO 之间的负相关关系则说明斜长石不是主要的结晶分异矿物, 这得到了蛛网图上(图 6) Sr 正异常(而不是 Sr 负异常)的支持。现在需要回答的问题是伊通-大屯玄武岩显示的成分变化是否可以用结晶分异作用来解释。以下事实使我们认为伊通-大屯三组玄武岩之间的成分差异不可能是结晶分异作用造成, 而与地幔熔融程度或地幔源区的差异有关。

(1) 在 Al₂O₃ 和 Fe₂O₃ 对 MgO 图解(图 4c, d)上, 三组样品分别形成正相关和负相关关系, 但在其他主量元素对 MgO 哈

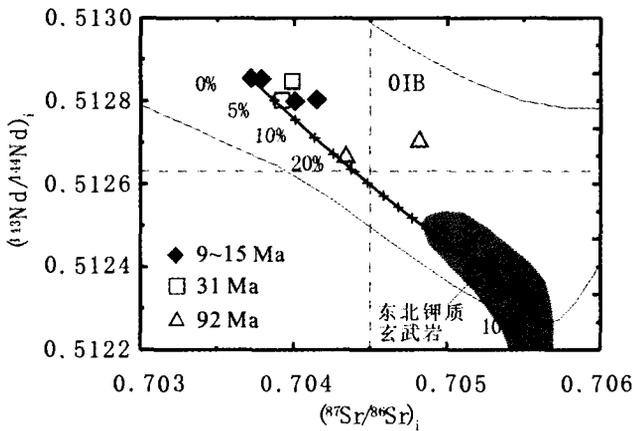


图8 伊通-大屯地区玄武岩 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解
洋岛玄武岩(OIB)范围据 Wilson (1989); 东北钾质玄武岩范围据
Zhang *et al.* (1998)和 Zou *et al.* (2003); 简单同位素混合两个端元分
别是样品大孤山 DGS-1 和东北钾质玄武岩样品 RB-53 (星形符号,
 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512316$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70553$, Zhang *et al.*, 1998)

Fig. 8 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ of basalts in Yitong-Datun area

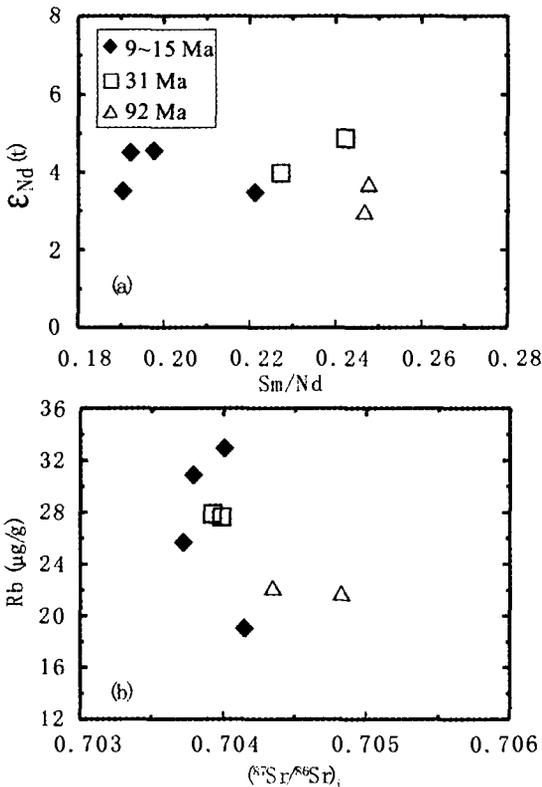


图9 (a) $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Sm/Nd 和(b) Rb- $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解
Fig. 9 (a) $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ versus Sm/Nd and (b) Rb versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$

联系,或者两者之间的成因差异。具体地说,第三纪玄武岩中CaO含量随MgO的减少而减少,而大屯玄武岩则显示相反的趋势(图4e)。如果前者与橄榄石和单斜辉石的结晶分异有关的话,那么后者则需要用另外的模型来解释。

(2)对9~15Ma的玄武岩来说, TiO_2 、 K_2O 和 P_2O_5 与MgO大致形成负相关关系,但对31Ma和91Ma样品则是正相关关系(图4b,g,h),这些元素的正相关关系无法用结晶分异来解释。对于 Fe_2O_3 和 TiO_2 ,橄榄石和单斜辉石的结晶分异并不会使 Fe_2O_3 (Fe在橄榄石和单斜辉石的分配系数分别为:0.857~0.957, Gaetani & Grove, 1997; 0.86, Bougault & Hekinian, 1974)和 TiO_2 含量的降低。一般认为,岩浆中 Fe_2O_3 和 TiO_2 含量迅速降低与钛磁铁矿的结晶分异有关,而且一般发生在MgO含量较低的情形下,但伊通-大屯地区的玄武岩MgO含量均高于6%;另一方面,如前所述,伊通-大屯玄武岩中并没有强烈的长石结晶分异,而橄榄石和单斜辉石的结晶分异不会导致岩浆中 K_2O 含量的降低。因此伊通-大屯玄武岩中不同的 TiO_2 、 P_2O_5 和 K_2O 含量可能反映地幔部分熔融程度的差异,或者与地幔源区的差异有关。例如,31.9~15Ma碱性玄武岩具高 TiO_2 (>2.0wt%)和 K_2O (>1.5%),而92Ma拉斑玄武岩 TiO_2 (<1.5%)和 K_2O (<1.0%)含量相对明显偏低。

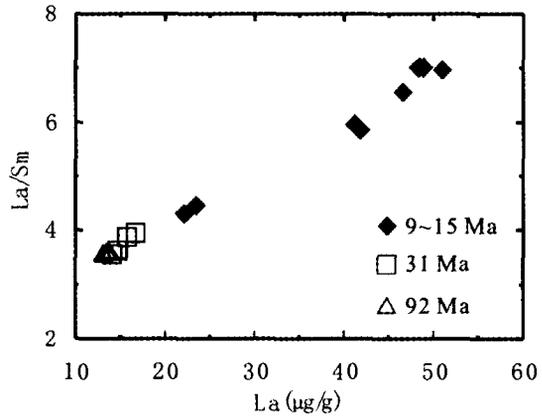


图10 La/Sm-La图解
Fig. 10 La/Sm versus La

(3)如果橄榄石和单斜辉石是主要的结晶矿物,那么随着结晶分异,MgO降低而不相容元素含量增加,但就伊通-大屯玄武岩而言,从老到新,MgO和REE含量同时增高。从La/Sm-La图解(图10)中也可以看出部分熔融是导致研究区玄武岩成分变化主要影响因素。由于Fe是玄武岩形成深度的指示剂,随着压力的增加,Fe含量也跟着增加(Langmuir *et al.*, 1992),岩石学实验研究表明,碱性玄武岩的形成深度要大于拉斑玄武岩(Falloon *et al.*, 1988; Kushiro, 2001),这与图4d中,碱性玄武岩 Fe_2O_3 含量高,而拉斑玄武岩 Fe_2O_3 含量最低相一致。当然,还不能排除另一种可能性,即地幔源不均一性所造成(Shen *et al.*, 1995)。

克图解上,大屯晚白垩拉斑玄武岩则明显偏离第三纪玄武岩的成分变化趋势,可能说明两者之间不能用结晶分异过程来

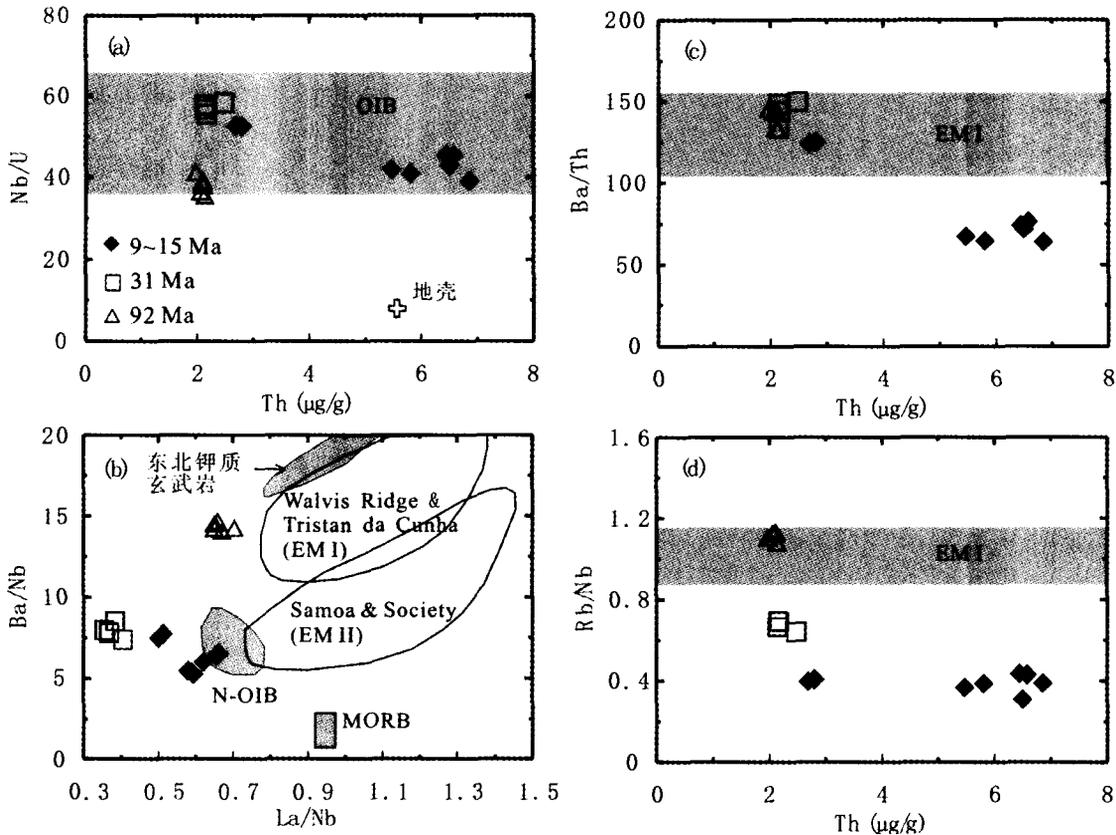


图 11 玄武岩不相容元素比值特征图

图 a 中 OIB 和陆壳平均 Nb/U 值分别据 Hofmann (2003) 和 Rudnick & Fountain (1995); 图 b 中 OIB, MORB 和 EM 范围据 Weaver (1991) 和 Liu *et al.* (1994), 东北钾质玄武岩范围据 Zhang *et al.* (1998) 和 Zou *et al.* (2003); 图 c, d 中 EMI 的平均 Ba/Th 和 Rb/Nb 比值据 Weaver (1991)

Fig. 11 Diagram illustrating ratios of incompatible elements

(a) Nb/U versus Th; (b) Ba/Nb versus La/Nb; (c) Ba/Th versus Th; (d) Rb/Nb versus Th

5.3 地幔源区特征

5.3.1 9~15Ma, 31Ma 玄武岩: 软流圈来源

由于 Nb、U 为不相容元素, 其比值不受部分熔融和结晶分异的影响, 因此 Nb/U 比值反映源区特征 (Hofmann, 1988)。Hofmann (2003) 研究表明, “非 EM 型”的 OIB 玄武岩具有较一致的 Nb/U 比值, 平均 52 ± 15 。9~15、31Ma 玄武岩 Nb/U = 39.2~58.4, 位于 OIB 的范围内 (图 11a), 高于地壳 Nb/U = 8 (Rudnick and Fountain, 1995)。Ba/Nb 和 La/Nb 比值分别为 5.2~8.5 和 0.35~0.66 接近或位于 OIB 的范围内 (图 11b)。微量元素蛛网图中的 Nb 和 Ta 的正异常, 以及 Sr、Nd 同位素比值位于 OIB 范围内 (图 8), 高 $\epsilon_{Nd}(t)$ (3.5~4.9) 都显示出玄武岩来自软流圈的特征。

5.3.2 92Ma 大屯拉斑玄武岩: 软流圈熔体和岩石圈地幔相互反应的结果

大屯拉斑玄武岩显示 Nb、Ta 正异常 (图 6c), 其 Nb/U = 35.6~41.3 接近或位于 OIB 范围内 (图 11a), $\epsilon_{Nd}(t) \geq 3.0$,

说明大屯拉斑玄武岩也主要来源于软流圈。但它具有高 Rb/Nb、Ba/Th 和 Ba/Nb 比值, 显示了 EMI 的特征 (图 11b, c, d)。这暗示除软流圈之外, 还有其它组分参与了拉斑玄武岩的形成。前面排除了地壳混染的可能性, 因此岩石圈地幔是最有可能的。

同第三纪玄武岩相比, 在相同 MgO 含量时, 大屯拉斑玄武岩具有相对高 Ni、Cr 和 Sc 含量 (图 5)。由于 Ni 元素对于橄榄石, Sc 和 Cr 对于单斜辉石矿物为相容元素, 因此若岩石中含有较多上述两种矿物含量时, 能导致 Ni、Sc 和 Cr 元素含量的增加。但大屯拉斑玄武岩并未发现异常高的橄榄石和辉石含量。

特别值得一提的是, 大屯拉斑玄武岩中 Sc、Cr、Ni 与 MgO 之间呈负相关关系, 说明这些元素在大屯拉斑玄武岩的形成过程中具有不相容元素的性质, 与第三纪玄武岩中这些元素的相容性质形成鲜明对比。Cr、Ni 等元素只有在熔体-橄榄岩相互反应过程中表现出不相容元素的性质 (Godard *et al.*, 1995; Van der Wal and Bodinier, 1996; Xu *et al.*, 2003)。橄榄岩与熔体相互反应主要有两种: ①斜方辉石被

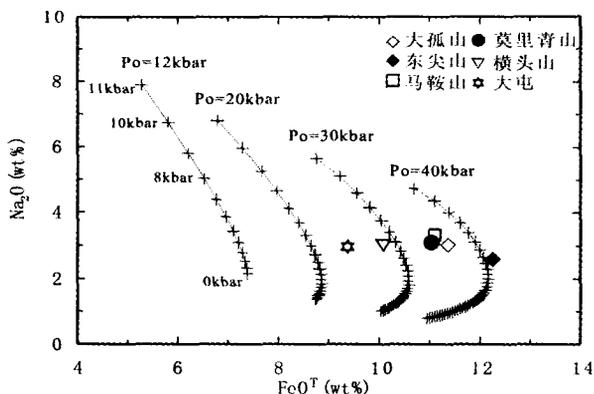


图 12 地幔动态熔融模型(LKP)Na₂O-FeO^T图解

FeO^T代表全铁；计算参数依据 Langmuir *et al.* (1992)

Fig. 12 Na₂O versus FeO^T in mantle dynamic melting model(LKP)

单斜辉石所替代，并伴随橄榄石的沉淀 (Xu *et al.*, 1996; Ionov *et al.*, 2005)，即 $Opx + Melt(1) = Olivine + SiO_2(Melt2) (+ Cpx)$ ；②单斜辉石被斜方辉石所替代，并伴随橄榄石的溶解，即 $Olivine + SiO_2(Melt1) (+ Cpx) = Opx (+ Melt2)$ (Kelemen *et al.*, 1998; Zhang, 2005)。Kelemen *et al.* (1998) 认为第一种反应不太可能在岩石圈地幔广泛发生，但第二种反应在老岩石圈地幔可能性非常大。随着单斜辉石和橄榄石的溶解，这两种矿物中的相容元素 (Sc, Cr, Ni) 进入熔体，因而体现出不相容元素的特点。由此我们认为，大屯拉斑玄武岩可能代表了来自软流圈的玄武质岩浆与上覆富集地幔橄榄岩之间相互反应的结果，反应过程中单斜辉石和橄榄石的溶解造成大屯拉斑玄武岩高 Ni、Cr、Sc 特征以及 CaO 含量的增高。富集组分的参与使得熔体具有高 Rb/Nb、Ba/Th 和 Ba/Nb 等古老富集岩石圈的特征，以及相对较高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i，低 ε_{Nd}(t)。同位素简单混合模型计算显示 (图 8)，约 20% 富集岩石圈 EMI 组分加入了大屯拉斑玄武岩成岩过程。这种熔体-地幔岩的相互反应同样在其他中生代玄武岩中可观察到，例如方城玄武岩 (Zhang, 2005)

5.4 岩浆起源深度估算

实验表明，FeO 和 Na₂O 分别是压力和熔融程度的敏感指示元素。Langmuir *et al.* (1992) 的地幔动态熔融模型 (LKP) 以橄榄石与熔体相互平衡和 Na₂O 作为不相容元素为条件，通过不同压力、温度和碱含量下橄榄石相饱和和熔体的 FeO 分配系数 (K_d)，以及 Na₂O 在单斜辉石中的 K_d 变化，计算出岩浆岩从初始深度压力 (P₀) 到最后深度压力 (P_f) 的 FeO-Na₂O 动态模拟曲线 (图 12)。岩浆中 FeO 含量主要受初始深度控制，而熔融程度对其影响较小，初始时熔融程度小，碱含量 (Na₂O + K₂O) 高，促使 K_d^{FeO} 相对较高，FeO 和 MgO 含量较低；随着熔融程度增加，碱含量减小，促使 K_d^{FeO} 减小，使 FeO 和 MgO 含量增加；在较高的熔融程度下，由于碱含量相对保持不变，这时压力和温度对 K_d^{FeO} 起主要控制作用，因此在演化轨迹最后低压部分，FeO 随压力的减小而减小。Na₂O 含量的变化则代表岩浆经历从初始深度到最后深度的熔融程度。因此选取适当的熔融方式和初始条件，LKP 模型就能较好的模拟地幔绝热减压熔融过程中，熔体 FeO 和 Na₂O 含量的动态变化。

伊通地区发现异常高 Fe 含量的二辉橄榄岩包体 (Xu, *et al.*, 1993)，其 Fe 含量高于蒙古 (Preß *et al.*, 1986) 和美国盆岭省的原始地幔 (Glücklich and Mercier, 1989)，因此选取富集地幔源作为模型的初始值较为合适，即 MgO = 36wt%，FeO = 8.6wt%，Na₂O = 0.04wt%，K₂O = 0.02wt% (Langmuir *et al.*, 1992)。单斜辉石初始含量为 15%，为了符合岩浆岩的熔融实际过程，我们采用聚集分离部分熔融 (Accumulated Fractional melting) 模型，所得 FeO-Na₂O 动态模拟曲线见图 12，曲线代表与地幔固相线相交的不同初始压力 P₀ (计算压力范围：12 ~ 45kbar)，每条曲线的刻度代表着在同一初始压力条件下，每下降 1kbar，即岩浆岩熔融停止、分离的最后深度压力 P_f 时，岩浆中 FeO 和 Na₂O 含量。将代表原生岩浆的玄武岩成分投入图中，就可得出玄武岩熔融的初始深度压力 P₀ 和最后深度压力 P_f。

表 5 地幔动态熔融模型反演玄武岩形成深度 (岩石圈厚度)

Table 5 Depth of basalts (Lithospheric thickness) calculated by mantle dynamic melting model

地点	样品	FeO ^T (wt%)	Na ₂ O (wt%)	P ₀ (kbar)	P _f (kbar)	F (%)	Z ₀ (km)	Z _f (km)
东尖山	DJS-3	12.25	2.60	41	33	12	133	108
马鞍山	MAS-3	11.10	3.34	35	29	9	114	95
大孤山	DGS-1	11.36	3.03	36	29	10	117	95
莫里青山	MLQ-3	11.03	3.11	34	27	10	111	89
横头山	HTS-2	10.07	3.02	28	20	11	92	67
大屯	DT-5	9.37	2.98	24	16	11	80	54

注：FeO^T 为全铁；Z₀、Z_f 分别为初始深度和最后深度；伊通-大屯地壳厚度以 34km (徐好民等, 1989) 计算，

地壳和地幔密度分别为 2.85g/cm³ 和 3.25g/cm³ (Jones *et al.*, 1992)

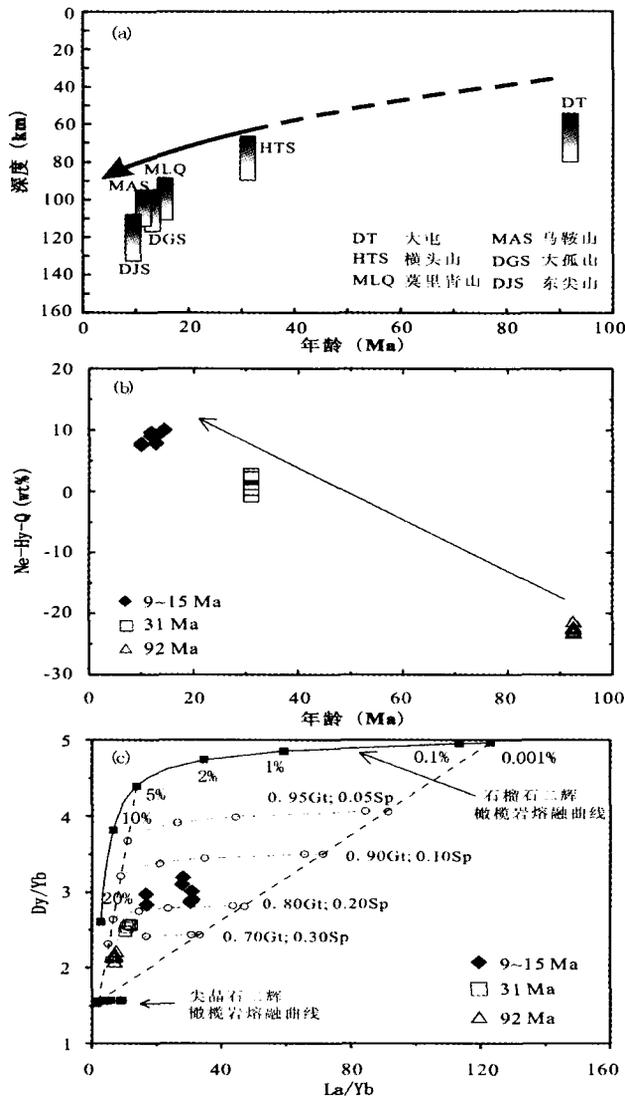


图 13 伊通-大屯地区玄武岩形成深度演化特征

(a) LKP 模拟计算的玄武岩形成深度随喷发时间的演化关系; (b) 标准矿物 Ne-Hy-Q (Ne 与 Hy、Q 差值) 随喷发时间的演化关系; (c) 地幔橄榄岩 REE 熔融模型 Dy/Yb-La/Yb 图

图(c)中,圆圈代表尖晶石二辉橄榄岩5%熔融的熔体分别与石榴石二辉橄榄岩熔体(熔融程度:0.001%、0.1%、1%、2%、5%)不同比例的混合;模型采用非实比聚集分离熔融,据 Thirlwall *et al.* (1994),石榴石二辉橄榄岩成分:0.598 橄榄石(Ol)、0.211 斜方辉石(Opx)、0.076 单斜辉石(Cpx)和0.115 石榴石(Gt),进入熔体矿物比例:0.05 Ol、0.20 Opx、0.30 Cpx 和0.45Gt;尖晶石二辉橄榄岩成分:0.578 Ol、0.270 Opx、0.119Cpx 和0.003 尖晶石(Sp),进入熔体矿物比例:0.10 Ol、0.27 Opx、0.50 Cpx 和0.13 Sp。分配系数数据 McKenzie & O' Nions(1991)

Fig. 13 Temporal variation in depth of basaltic generation in Yitong-Datun area

(a) Depth of basaltic generation calculated by LKP model; (b) Normative mineral Ne-Hy-Q (subtraction) versus age; (c) Dy/Yb versus La/Yb in herzolite REE melting model

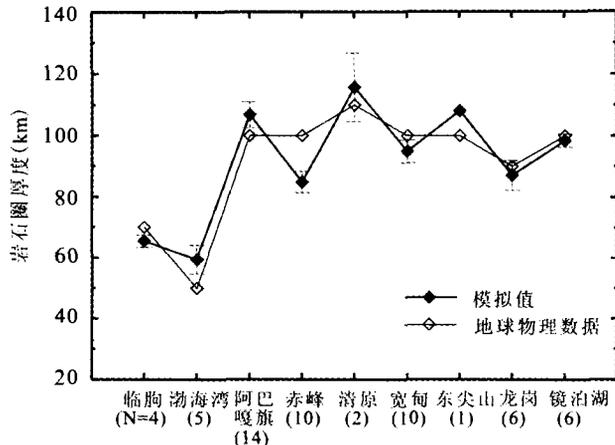


图 14 LKP 模拟所得岩石圈厚度与地球物理数据比较图

地球物理数据来源姜德录等(2000); N 为样品数,玄武岩数据来源:临胸(Peng *et al.*, 1986),渤海湾(Zhou and Armstrong, 1982),阿巴嘎旗(张臣等, 2004),赤峰(韩宝福等, 1998),清原(Liu *et al.*, 1994),宽甸(Basu *et al.*, 1991; Liu *et al.*, 1994),龙岗(Hsu *et al.*, 2000; 张辉煌等, 未刊),镜泊湖(Chen *et al.*, 2003)

Fig. 14 Lithospheric thickness values calculated by LKP comparing the data of geophysics

La/Sm-La 正相关关系(图 10)说明伊通-大屯玄武岩的成分变化主要受部分熔融控制。为进一步消除结晶分异的影响,我们选取每个采样点中最高 MgO 含量的样品反推到原生岩浆成分,方法是:以橄榄石中 Fe-Mg 的 K_d 比值,即 $K_D = 0.3$ 为条件,通过增加橄榄石 ($Fo = 89.5$),使在液相线上岩浆岩橄榄石 Fo 值接近 89.5 或岩浆岩的 $Mg^{\#}$ 比值为 68 ~ 75(Frey *et al.*, 1978)。对于 $Mg^{\#} > 68$ 的样品,可以不校正,认为样品成分代表原生岩浆成分。

通过 LKP 模型计算所得伊通-大屯地区玄武岩深度结果见表 5。9 ~ 15Ma 玄武岩(东尖山、马鞍山、大孤山、莫里青山)具有高的初始深度压力 P_0 (34 ~ 41kbar)和最后深度压力 P_f (27 ~ 33kbar),形成深度为 89 ~ 108km。31Ma 横头山初始深度压力 P_0 为 28kbar,最后深度压力 P_f 为 20kbar,形成深度为 67km。而 92Ma 大屯拉斑玄武岩具最低的初始深度压力 P_0 和最后深度压力 P_f ,分别为 24kbar 和 16kbar,反演最后深度为 54km,与实验岩石学所得石英拉斑玄武岩的形成深度 < 60km(DePaolo and Daley, 2000)吻合。LKP 模型反演表明:伊通-大屯地区由老至新,玄武岩形成深度逐渐变深(图 13a)。这与伊通-大屯地区玄武岩岩性随年龄变新,碱性矿物含量增加(图 13b),所反映出的形成深度逐渐加大的趋势相同(DePaolo and Daley, 2000)。

根据主量元素组成获得的岩浆起源深度也得到了微量元素数据的支持。在地幔橄榄岩 REE 熔融模型中(图 13c),尖晶石二辉橄榄岩随熔融程度的变化(1 ~ 20%),熔体中 Dy/Yb 比值并无显著改变,相反,石榴石二辉橄榄岩熔体 Dy/Yb 比值则较大的变化,说明石榴石对于重稀土分异起主

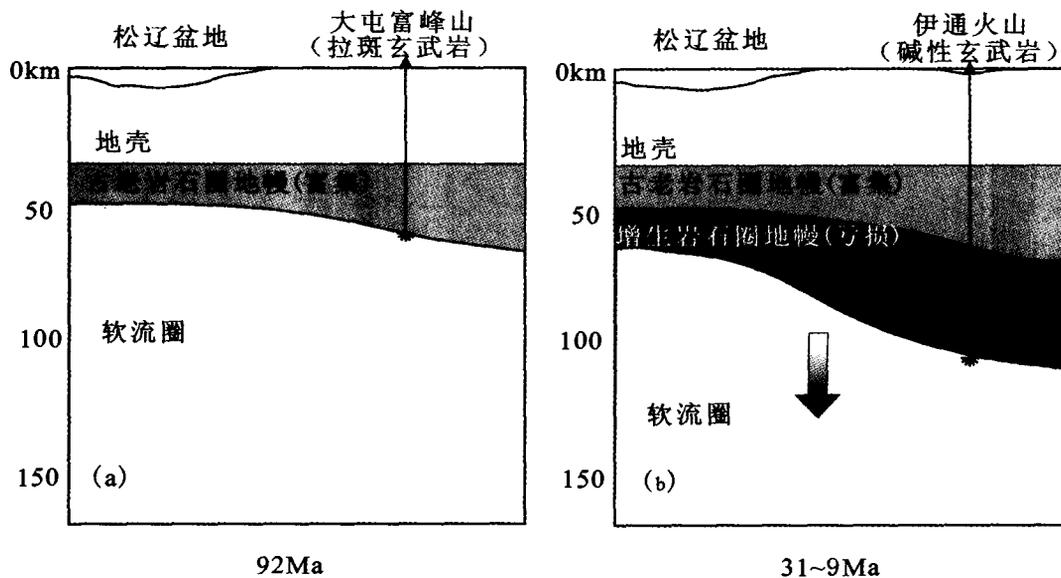


图 15 伊通-大屯地区岩石圈演化模型图

Fig. 15 Cartoon illustrating a model to account for the evolution of lithosphere beneath Yitong-Datun area

要作用。不同喷发时期的伊通-大屯地区玄武岩位于不同石榴石橄榄岩和尖晶石橄榄岩熔体混合比例曲线上,并且随喷发时间逐渐变新,玄武岩所需石榴石橄榄岩比例加大,也验证了 LKP 模型所得结论,即从晚白垩(92.5Ma)至中新世,伊通-大屯地区玄武岩的起源深度逐渐变深。

5.5 伊通-大屯岩石圈演化

岩石圈盖效应模型(Fram and Lesher, 1993)认为岩石圈阻挡了上涌地幔的继续熔融,因此在岩石圈底部形成原生岩浆。根据这个理论,我们只要知道玄武岩形成最后深度,就可知道当时玄武岩喷发时岩石圈的大致厚度。为验证用 LKP 模型对于反演岩石圈厚度的有效性,选取了中国九个地点的玄武岩(包括伊通的东尖山),并将计算获得的玄武岩最终形成深度与用地球物理方法确定的岩石圈厚度进行比较。

这九个地点的玄武岩均来源于软流圈(Zhou and Armstrong 1982; Peng *et al.*, 1986; Basu *et al.*, 1991; Liu *et al.*, 1994; 韩宝福等, 1998; Hsu *et al.*, 2000; Chen *et al.*, 2003; 张臣等, 2004), 喷发时间上,渤海湾地区玄武岩为古近纪,其余为中新世~第四纪。从图 14 可看出,除赤峰地区玄武岩计算值偏低外,其余地区运用 LKP 模型计算的岩石圈厚度模拟值与地球物理数据基本一致。例如,中新世东尖山碧玄岩(9.9Ma)的最终形成深度为 108km,与现今伊通地区岩石圈厚度约 100km(姜德录等, 2000)相似。说明 LKP 模型反演获得的伊通-大屯地区玄武岩的形成深度,可以用来推测玄武岩喷发时的岩石圈厚度。因此将 LKP 模型应用于不同时代的玄武岩,就可以重建岩石圈的演化。

根据表 5 可以看出,伊通-大屯岩玄武岩的最终形成深度逐渐变深,根据岩石圈盖效应模型,推测该地区岩石圈厚

度自晚白垩纪以来增厚,岩石圈厚度从约 50m 增至 110km(图 13)。这一认识有以下两个重要启示。

(1) 虽然东北并未有类似古生代华北克拉通金伯利岩(Xu, *et al.*, 1995; Griffin *et al.*, 1998; Xu, 2001)来显示其有较厚的岩石圈,但东北中生代岩浆岩形成深度反演研究表明,晚侏罗纪岩浆岩形成深度 > 150km(池际尚, 1988; 吉林省地质矿产局, 1988; 黑龙江省地质矿产局, 1993), 松辽盆地构造沉降模拟也显示在晚侏罗纪松辽盆地岩石圈厚度达 110km, 岩石圈伸展系数 $\beta = 2$ (高瑞琪等, 1995), 这些数据说明中国东北中生代岩石圈厚度,至少在晚侏罗纪以前厚达 > 110km。而现今,地球物理研究表明,松辽盆地具高热流值,岩石圈厚度只有 60~80km(马杏垣, 1987), 说明东北岩石圈从晚侏罗纪到现今已发生减薄。

另一方面,松辽盆地钻井资料显示松辽盆地中生代最早于 192.9Ma 就有火山活动,靠近华北克拉通的松辽南部盆地早白垩喷发最为强烈(高瑞琪等, 1995; 闫全人等, 2002), 东北中生代火山活动强弱时期与华北克拉通的基性岩浆活动(Xu, 2001; 徐义刚, 2004)大致相同,表明东北褶皱带岩石圈与华北克拉通岩石圈受相同地质事件的影响,即两个地区岩石圈作为一个整体(中国东部岩石圈)共同演化。这一观点得到了本文资料的支持,因为东北地区新生代岩石圈增生与华北岩石圈新生代的演化(Xu, 2001; Xu *et al.*, 2004)相一致。

(2) 晚白垩纪大屯玄武岩具有软流圈和岩石圈双重的地球化学性质。一方面,晚白垩纪出现软流圈来源的拉斑玄武岩,暗示当时岩石圈减薄程度很大,有可能代表了岩石圈减薄最后时限,辽西地区岩石圈减薄的最后时限也在 100Ma 左右(徐义刚, 2006)。另一方面,大屯拉斑玄武岩记录了软流圈与富集岩石圈之间的相互作用,说明当时伊舒地堑仍存在

古老的富集岩石圈地幔(图 15a)。此后伊舒地堑拉张程度逐渐减弱,中新世停止了伸展活动(Ren *et al.*, 2002),地热梯度降低,最上部软流圈地幔冷却形成新的“大洋型”的岩石圈地幔。随着岩石圈厚度的增加,来源于软流圈的岩浆岩的形成深度也增加,喷发出的玄武岩碱性逐渐加强,Fe 含量增加,同时,这种新增“亏损”地幔阻挡了软流圈岩浆岩与古老富集地幔的相互反应,使得第三纪玄武岩具有相对均一的地球化学组成(图 15b)。

东北地区同时存在老的中元古岩石圈地幔和新增生的岩石圈地幔得到了幔源包体 Re-Os 同位素模式年龄的支持。例如,位于华北克拉通的吉林龙岗和山东栖霞橄榄岩包体同时存在老的模式年龄 $T_{RD} = 1.0 \sim 1.2\text{Ga}$, 和年轻的模式年龄 $T_{RD} = 0.4 \sim 0\text{Ga}$ (Gao *et al.*, 2002; Wu *et al.*, 2003); 同样,位于东北褶皱带的双辽和汪清地区的橄榄岩包体也具有新、老模式年龄(Wu *et al.*, 2003)。

6 结论

(1) 大屯拉斑玄武岩($92.5 \pm 0.5\text{Ma}$)来源于软流圈熔体与上覆古老富集岩石圈地幔的相互反应,形成深度约 50km。31Ma 和 9~15Ma 碱性玄武岩来源软流圈,形成深度分别约 70 和 110km。因此,该地区晚白垩以来岩浆起源的深度逐渐变深。

(2) 根据岩石圈盖效应模型,上述岩浆起源深度的变化可能暗示该地区新生代以来岩石圈逐渐增厚。晚白垩起源于软流圈大屯拉斑玄武岩的出现可能标志着中国东部岩石圈减薄的最终厚度,而其具有的岩石圈地幔性质说明当时尚存在古老岩石圈地幔。31Ma 至 9Ma 伊舒地堑岩石圈逐渐加厚,新增生亏损岩石圈地幔阻挡了软流圈熔体与古老富集岩石圈地幔的相互反应,使第三纪玄武岩具有相对均一的地球化学组成。

致谢 在地幔动态熔融模型计算中得到了 C. H. Langmuir 博士的热心解答;在分析测试过程中,刘颖高级工程师、胡光黔工程师和邱华宁博士给予了诸多帮助,在此表示感谢。

References

- Basu A R, Wang J W, Huang, W K, Xie G H, Tatsumoto M. 1991. Major element, REE and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105: 149-169
- Bodinier J-L, Vasseur G, Vernieres J, Dupuy C, Fabries J. 1990. Mechanism of mantle metasomatism: Geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *J. Petrol.*, 31: 597-628
- Bougault H, Hekinian R. 1974. Rift valley in the Atlantic Ocean near 36 degrees 50' N: petrology and geochemistry of basalt rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 249-261
- Chen J C, Hsu C N, Ho K S. 2003. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks and related ultramafic xenoliths from the Jilin and Heilongjiang provinces, northeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 1069-1084
- Chen C H. 1988. Estimation of the degree of partial melting by ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ of basic magmas. *Chem. Geol.*, 71: 355-364
- Chi J S. 1988. Study on the Cenozoic basalts and the upper mantle in eastern China. Wuhan: China University Geosciences Press, 206-207 (in Chinese)
- DePaolo D J, Daley E E. 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chem. Geol.*, 169: 157-185
- Fallon T J, Green D H, Hatton C J. 1988. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 20kb and application to basalt petrogenesis. *J. Petrol.*, 29: 1257-1282
- Fan Q, Hooper P R. 1991. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: Petrology and Chemical composition. *J. Petrol.*, 32: 765-810
- Fram M S, Leshner C F. 1993. Geochemical constraints on mantle melting during creation of the North Atlantic basin. *Nature*, 363: 712-715
- Frey F A, Green D H, Roy S D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, 19: 463-513
- Gaetani G A, Grove T L. 1997. Partitioning of moderately siderophile elements among olivine, silicate melt, and sulfide melt: Constraints on core formation in the Earth and Mars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 1829-1846
- Gao R Q, Xiao D M. 1995. Programs of Petroleum and Gas Explorations in the Songliao Basin and Its Adjacent Basins. Beijing: Petroleum Industry Press, 1-229 (in Chinese)
- Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, McDonough W F, Liu Y S. 2002. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198: 307-322
- Glucklich M E, Mercier J-C C. 1989. The Basin-and-Range lithospheric mantle: evidence for homogeneity at the regional scale. *Terra Abstr.*, 1: 318
- Godard M, Bodinier J-L, Vasseur G. 1995. Effects of mineralogical reaction on trace element redistributions in mantle rocks during percolation processes: A chromatographic approach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 133: 449-461
- Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, Ryan G. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, Lee T Y (Eds.). *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. Am. Geophys. Union. Geody. Series, 27: 107-126
- Han B, Wang S. 1998. General features and origin of Cenozoic basalts from Chifeng region, North China. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 34: 88-96 (in Chinese with English abstract)
- Heilongjiang Bureau of Geology and Mineral Resource. 1993. Regional Geology of Heilongjiang Province. Beijing: Geological Publishing House, 310-316 (in Chinese)
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 270-280
- Hofmann A W. 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and Trace elements. In: Holland H D, Turekian K K (eds.). *Treatise on Geochemistry*. Oxford, Elsevier-Perigamon, 2: 61-101
- Hsu CN, Chen JC, Ho KS. 2000. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks from Kirin province, northeast China. *Geochemical J.*, 34: 33-58
- Irvine A J, Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.*, 8: 523-548
- Ionov D A, Chanefo I, Bodinier J-L. 2005. Origin of Fe-rich Lherzolites and wehrlites from Tok, SE Siberia by reactive melt percolation in refractory mantle peridotites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 150: 335-353
- Jaques A L, Green D H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 287-310

- Jiang D, Bai Y, Lu Z X. 2000. The relations between the asthenosphere thickness distributed characteristics and tectogenesis of Sino-Korean platform and its neighboring area. *Earthquake Research in China*, 16: 14 - 21 (in Chinese with English abstract)
- Jilin Bureau of Geology and Mineral Resource. 1991. *Regional Geology of Jilin Province*. Beijing: Geological Publishing House, 393 - 412 (in Chinese)
- Jones C H, Wernicke B P, Farmer G L, Walker J D, Coleman D S, McKenna W, Perry F V. 1992. Variations across and along a major continental rift: An interdisciplinary study of the Basin and Range Province, Western, USA. *Tectonophysics*, 213: 57 - 96
- Kelemen P B, Dick H J B, Quick J E. 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358: 635 - 640
- Kelemen P B, Shimizu N, Salters V J M. 1995. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 375: 747 - 753
- Kelemen, P B, Hart S R, Bernstein S. 1998. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164: 387 - 406
- Kushiro I. 2001. Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalt. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 29: 71 - 107
- Langmuir C H, Klein E M, Plank T. 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan J P, Blackman D K, Sinton J M (Eds.). *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. Washington DC, *Geophys Monogr Series*, 71: 81 - 180
- Le Bas M J, LeMaitre R W, Streckeisen A, Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27(3): 745 - 750
- Liang X R, Wei G J, Li X H, Liu Y. 2003. Precise measurement of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and Sm/Nd ratios using multiple-collectors inductively coupled plasma-mass spectrometer (MC-ICPMS). *Geochimica*, 32: 91 - 96 (in Chinese with English abstract)
- Liu C Q, Masuda A, Xie G H. 1994. Major- and trace-element compositions of Cenozoic basalts in eastern China: petrogenesis and mantle source. *Chem. Geol.*, 114: 19 - 42
- Liu J Q. 1987. Study on geochronology of the Cenozoic volcanic rocks in northeast China. *Acta Petrologica Sinica*, (4): 21 - 31 (in Chinese with English abstract)
- Liu R X, Chen W J, Sun J Z, Li D M. 1992. The K-Ar age and tectonic environment of Cenozoic volcanic rock in China. In: Liu R X (Ed.). *The Age and Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rock in China*. Beijing: Seismologic Press, 1 - 43 (in Chinese)
- Liu X, Xiang T. 1997. Cenozoic volcanoes and pyroclastic deposits in northeastern China, *Resources and Hazards*. Changchun: Jilin university publishing house, 123 - 127 (in Chinese with English abstract)
- Liu Y, Liu H C, Li X H. 1996. Precise and rapid analyses of 40 trace elements by ICP-MS. *Geochimica*, 25: 410 - 418 (in Chinese with English abstract)
- Lugmair G W, Harti K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39: 349 - 357
- Lu Y, Ren J, Li S, Ye H. 1999. Depositional sequences of Yitong graben (eastern China) and its response to transform-extensional processes. *Experimental Petroleum Geology*, 21: 232 - 236 (in Chinese with English abstract)
- Ma X Y. 1987. *Lithospheric dynamics map of China and adjacent sea (1: 4000000) and explanatory notes*. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 53 (in Chinese)
- McDonough W F, Sun S-S. 1995. Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120: 223 - 253
- McKenzie D, Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, 29: 625 - 679
- McKenzie D, O'Nions R K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *J. Petrol.*, 32: 1021 - 1091
- Middlemost E A K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77(1): 19 - 26
- Peng Z C, Zartman R E, Futa E, Chen D G. 1986. Pb-, Sr- and Nd-isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, eastern China. *Chem. Geol.*, 59: 3 - 33
- Perry F V, Baldrige W S, DePaolo D J. 1987. Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of Late Cenozoic basaltic rocks from the Rio Grande rift and adjacent regions of the southwestern United States. *J. Geophys. Res.*, 92: 9193 - 9213
- Preß, Witt G, Seck S A, Eonov D, Kovalenko V I. 1986. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. I: Major element chemistry and mineralogy of a primitive mantle xenolith suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 2587 - 2599
- Qiu H N, Wijbrans J R. 2005. Caledonian Ar-Ar age messages of the Bixiling ultrahigh-pressure metamorphic eclogites in southern Dabieshan. *Geochimica*, 34: 417 - 427 (in Chinese with English abstract)
- Ren J, Lu Y, Li S, Yang S, Zhuang X. 1999. The tectonic evolution of Yishu graben and its depositional filling response. *Scientia Geologica Sinica*, 34: 196 - 203 (in Chinese with English abstract)
- Ren J, Tamaki K, Li S, Zhang J. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas, *Tectonophysics*, 344: 175 - 205
- Rudnick R L, Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.*, 33: 267 - 309
- Shen Y, Forsyth D W. 1995. Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 100: 2211 - 2237
- Steiger R H, Jager E. 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359 - 362
- Stewart K, Rogers N. 1996. Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 139: 195 - 211
- Thirlwall M F, Upton B G J, Jenkins C. 1994. Interaction between Continental Lithosphere and the Iceland Plume—Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of Tertiary Basalts, NE Greenland. *J. Petrol.*, 35: 839 - 879
- Van der Wal D, Bodinier J L. 1996. Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122: 387 - 405
- Vernieres J, Godard M, Bodinier J-L. 1997. A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magmas transport in the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 102: 24771 - 24784
- Wang H, Yang X, Zhu B, Fan S, Dai T. 1988. K-Ar geochronology and evolution of Cenozoic volcanic rocks in eastern China. *Geochimica*, (1): 1 - 12 (in Chinese with English abstract)
- Wang Z Z. 1994. The Yitong volcano group in Jilin Province. *Jilin Geology*, 13: 29 - 35 (in Chinese with English abstract)
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member composition; trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381 - 397
- Wei G J, Liang X R, Li X H, Liu Y. 2002. Precise measurement of Sr isotopic composition of liquid and solid base using (LP) MC-ICPMS. *Geochimica*, 31: 295 - 299 (in Chinese with English abstract)
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis*. London: Oxford University Press, 245 - 285
- Wilson M, Downes H. 1991. Tertiary-Quaternary extension-related alkali magmatism in western and central Europe. *J. Petrol.*, 32: 811 - 849
- Wu D. 1989. Magma origin of Cenozoic basalts in Yi-Tong county, Jilin province. *Acta Petrologica Sinica*, (2): 65 - 74 (in Chinese with English abstract)
- Wu F, Walker R J, Ren X, Sun D, Zhou X. 2003. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern

- China. Chem. Geol., 196: 107-129
- Xie Y P, Liu X, Xiang T Y. 1993. Study on Cenozoic volcanoes and volcanic rocks of central and western area in northeast China. Changchun: Northeast Normal University Press, 1-117 (in Chinese)
- Xu H, Liu T, Yang Y. 1989. Lithospheric dynamics of Northeast China. In: Ma X Y (eds.). Lithospheric dynamics atlas of China. Beijing: SinoMaps Press, 64 (in Chinese with English abstract)
- Xu Y G, Ross J V, Mercier J-C. 1993. The upper mantle beneath the continental rift of Tanlu, Eastern China: evidence for the intra-lithospheric shear zones. Tectonophysics, 225: 337-360
- Xu Y G, Fan W M, Lin G. 1995. Lithosphere-asthenosphere interaction: a comparative study on Cenozoic and Mesozoic basalts around Bohai area. Geotectonica et Metallogenia, 19: 1-13
- Xu Y G, Menzies M A, Matthey D P, Lowry D, Harte B, Hinton R W. 1996. The nature of the lithospheric mantle near the Tancheng-Lujiang fault, China: an integration of texture, chemistry and O isotopes. Chem. Geol., 134: 67-82
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath eastern China: evidence, timing and mechanism. Phys. Chem. Earth(A), 26: 747-757
- Xu Y G, Menzies M A, Thirlwall M F, Huang X L, Liu Y, Chen X M. 2003. "Reactive" harzburgites from Huinan, NE China: products of the lithosphere-asthenosphere interaction during lithospheric thinning? Geochim. Cosmochim. Acta, 67: 487-505
- Xu Y G. 2004. Lithospheric thinning beneath North China; a temporal and spatial perspective. Geological Journal of China Universities, 10: 324-331 (in Chinese with English abstract)
- Xu Y G, Chung S L, Ma J, Shi L. 2004. Contrasting Cenozoic lithospheric evolution and architecture in western and eastern Sino-Korean Craton; Constraints from geochemistry of basalts and mantle xenoliths. J. Geol., 112: 593-605
- Xu Y G, Ma J L, Frey F A, Feigenson M D, Liu J-F. 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton. Chem. Geol., 224: 247-271
- Xu Y G. 2006. Using basalt geochemistry to constrain Mesozoic-Cenozoic evolution of the lithosphere beneath North China Craton. Earth Science Frontier, in press (in Chinese with English abstract)
- Yan Q R, Gao S L, Wang Z Q, Hao J, Xiao W J, Li J L. 2002. Geochronology and geochemistry of volcanic rocks from the Songliao basin and their implications. Geochimica, 31: 169-179 (in Chinese with English abstract)
- Zhang C, Han B F, Tong Y, Li D C. 2004. General characteristics and origin of Cenozoic basalt from Abagaqi region, Inner Mongolia. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 34: 21-26 (in Chinese with English abstract)
- Zhang H F. 2005. Transformation of lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: A case of Sino-Korean craton. Earth Planet. Sci. Lett., 237: 768-780
- Zhang M, Zhou X H, Zhang J B. 1998. Nature of the Lithospheric mantle beneath NE China: Evidence from potassic volcanic rocks and mantle xenoliths. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, Lee T Y (Eds.). Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia, Am. Geophys. Union. Geody. Series, 27: 197-219
- Zhou X H, Armstrong R L. 1982. Cenozoic volcanic rocks of eastern China- secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition. Earth Planet. Sci. Lett., 59: 301-329
- Zou H, Reid M R, Liu Y, Yao Y, Xu X, Fan Q. 2003. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U-Th disequilibrium data. Chem. Geol., 200: 189-201
- 高瑞琪, 萧德铭. 1995. 松辽及其外围盆地油气勘探新进展. 北京: 石油工业出版社, 1-229
- 韩宝福, 王式. 1998. 赤峰地区新生代玄武岩的基本特征及成因. 北京大学学报(自然科学版), 34(1): 88-96
- 黑龙江地质矿产局. 1993. 黑龙江省区域地质志. 北京: 地质出版社, 310-316
- 姜德录, 白云, 卢造勋. 2000. 中朝地台北缘及其邻区软流圈分布特征与构造运动的关系. 中国地震, 16(1): 14-21
- 吉林省地质矿产局. 1991. 吉林省区域地质志. 北京: 地质出版社, 393-412
- 梁细荣, 韦刚健, 李献华, 刘颖. 2003. 利用 MC-ICPMS 精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 Sm/Nd 比值. 地球化学, 32(1): 91-96
- 刘嘉麒. 1987. 中国东北地区新生代火山岩的年代学研究. 岩石学报, (4): 21-31
- 刘若新, 陈文寄, 孙建中, 李大明. 1992. 中国新生代火山岩的 K-Ar 年龄和动力学环境. 见: 刘若新主编, 中国东部新生代火山岩年代学和地球化学. 北京: 地震出版社, 1-43
- 刘祥, 向天元. 1997. 中国东北地区新生代火山和火山碎屑堆积物资源与灾害. 长春: 吉林大学出版社, 123-127
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中 40 余种微量元素. 地球化学, 25: 552-558
- 陆永潮, 任建业, 李思田, 叶洪波. 1999. 伊通地堑的沉积充填序列及其对转换-伸展过程的响应. 石油实验地质, 21(3): 232-236
- 马杏垣. 1987. 中国岩石圈动力学概要 1: 400 万中国及邻近海域岩石圈动力学图说明书. 北京: 地质出版社, 1-53
- 邱华宁, Wijbrans J R. 2005. 南大别山碧溪岭榴辉岩加里东期 Ar-Ar 年代学信息. 地球化学, 34(5): 417-427
- 任建业, 陆永潮, 李思田, 杨士恭, 庄新国. 1999. 伊舒地堑构造演化的沉积充填响应. 地质科学, 34(2): 196-203
- 王慧芬, 杨学昌, 朱炳泉, 范嗣昆, 戴樟谟. 1988. 中国东部新生代火山岩 K-Ar 年代学及其演化. 地球化学, (1): 1-12
- 王振中. 1994. 吉林省伊通火山群. 吉林地质, 13(2): 29-35
- 韦刚健, 梁细荣, 李献华, 刘颖. 2002. (LP)MC-ICPMS 方法精确测定液体和固体样品的 Sr 同位素组成. 地球化学, 31(3): 295-299
- 武殿英. 1989. 吉林伊通新生代玄武岩的岩浆起源. 岩石学报, (2): 65-74
- 谢宇平, 刘祥, 向天元. 1993. 中国东北中西部地区新生代火山及火山岩研究. 长春: 东北师范大学出版社, 1-117
- 徐好民, 刘天革, 杨以道. 1989. 东北地区岩石圈动力学特征. 见: 马杏垣主编. 中国岩石圈动力学图集. 北京: 中国地图出版社, 64
- 徐义刚. 2004. 华北岩石圈减薄的时空不均一特征. 高校地质学报, 10(3): 324-331
- 徐义刚. 2006. 用玄武岩组成反演中-新生代华北岩石圈的演化. 地质学前沿, 出版中
- 闫全人, 高山林, 王宗起, 郝杰, 肖文交, 李继亮. 2002. 松辽盆地火山岩的同位素年代、地球化学特征及意义. 地球化学, 31(2): 169-179
- 张臣, 韩宝福, 童英, 李德春. 2004. 内蒙古阿巴嘎旗地区新生代玄武岩基本特征及成因. 吉林大学学报(地球科学版), 34(1): 21-26

附中文参考文献

池际尚. 1988. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 206-207