

辽西晚古生代长茂河子辉绿岩墙群的地球化学特征

李伍平^{1,2}, 李献华²

1. 广州大学土木工程学院, 广东广州 510405

2. 中国科学院广州地球化学研究所, 广东广州 510640

摘要: 根据全岩 K-Ar 年龄(287.5~243.6 Ma), 辽西朝阳长茂河子辉绿岩墙群形成于晚古生代。这些辉绿岩分为低铁钛辉绿岩和高铁钛辉绿岩 2 种, 以低铁钛辉绿岩为主。低铁钛辉绿岩以低 TiO₂ (<2%), FeO_t (12.39%~15.33%), V(227~335 μg/g)、Sc(24~36 μg/g) 含量和高的 SiO₂ (45.61%~47.72%)、Al₂O₃ (12.51%~16.71%)、MgO(6.66%~9.31%)、K₂O(0.57%~2.39%)、Cr(107~177 μg/g) 和 Ni(96~235 μg/g) 含量, 以及低 Ti/Y(327~496) 和 Ti/Zr(69~114) 比值为特征, 类似于大陆拉斑玄武质岩石; 高铁钛辉绿岩以高的 TiO₂ (5%~6%)、FeO_t (22.13%~22.16%)、V(850~859 μg/g)、Sc(51~52 μg/g) 含量和低的 SiO₂ (42.88%~44.90%)、Al₂O₃ (11.53%~11.57%)、MgO(5.15%~5.29%)、Mg[#] = 0.32)、K₂O(0.48%~0.51%)、Cr(<2 μg/g) 和 Ni(<30 μg/g) 含量及高的 Ti/Y(1046~1106)、Ti/Zr(250~263) 比值为特征, 类似于 Skaergaard 侵入体。这些辉绿岩相对富集 Rb、Th、U、Pb、Ti 和轻稀土元素, 而相对亏损 Ba、Sr、P 和 Nb、Ta。ε_{Nd}(t) (-6.43~-4.12)、ε_{Sr}(t) (42.94~64.19) 显示 Sr-Nd 同位素组成较为均匀, 并反映它们源于富集岩石圈地幔。认为长茂河子辉绿岩形成于富集岩石圈地幔的部分熔融, 经历了岩浆结晶分异与地壳混染作用。高铁钛辉绿岩和低高铁钛辉绿岩形成环境不同, 前者形成于相对低氧逸度或相对封闭的结晶环境中。

关键词: 低铁钛辉绿岩; 岩石圈地幔; 晚古生代; 长茂河子; 辽西。

中图分类号: P588.12

文章编号: 1000-2383(2005)06-0761-10

收稿日期: 2005-08-08

Geochemical Characteristics of the Late Paleozoic Diabase Dyke Swarms of Changmaohezi from Western Liaoning, Northeast China

LI Wu-ping^{1,2}, LI Xian-hua²

1. School of Civil Engineering, Guangzhou University, Guangzhou 510405, China

2. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

Abstract: Based on K-Ar isotopic ages (287.5–243.6 Ma), diabase dyke swarms of the Changmaohezi from western Liaoning, Northeast China, formed in the Late Paleozoic. These diabases can be divided into low Ti-Fe diabase and high Ti-Fe diabase. The low Ti-Fe diabases are characterized by low TiO₂ (<2%), FeO_t (12.39%–15.33%), V (227–335 μg/g), Sc (24–36 μg/g) and high SiO₂ (45.61%–47.72%), Al₂O₃ (12.51%–16.71%), MgO (6.66%–9.31%), K₂O (0.57%–2.39%), Cr (107–177 μg/g), Ni (96–235 μg/g), and low Ti/Y (327–496), Ti/Zr (69–114), which are similar to continental flood basalts. The high Ti-Fe diabases are characterized by high TiO₂ (5%–6%), FeO_t (22.13%–22.16%), V (850–859 μg/g), Sc (51–52 μg/g), and low SiO₂ (42.88%–44.90%), Al₂O₃ (11.53%–11.57%), MgO (5.15%–5.29%), K₂O (0.48%–0.51%), Cr (<2 μg/g), Ni (<30 μg/g), and high Ti/Y (1046–1106), Ti/Zr (250–263), which are similar to the Skaergaard intrusion. All these rocks are enriched in Rb, Th, U, Pb, Ti, and light REE, and depleted in Ba, Sr, P, Nb and Ta. They have well-evolved Nd and Sr isotope compositions with ε_{Nd}(t) = -6.43 to -4.12 and ε_{Sr}(t) = 42.94–64.19. The diabases were probably derived from the enriched lithospheric mantle and under-

基金项目: 国家自然科学基金重点项目 (No. 40334039; 40132020)。

作者简介: 李伍平(1963—), 男, 研究员, 主要从事火成岩、区域地质勘察和岩石地球化学研究。E-mail: wpli841@sohu.com

went fractional crystallization and crust assimilation. The high Ti-Fe diabases and the low Ti-Fe diabases are from different crystal conditions, the former in a closed system or a relatively oxidized state.

Key words: low Ti-Fe diabase; lithosphere mantle; Late Paleozoic; Changmaohezi; western Liaoning Province.

辉绿岩墙群是大陆软流圈或岩石圈地幔岩浆侵入的产物,是古老陆块岩石圈伸展作用和构造—岩浆演化的重要标志,被广泛应用于重建古老陆块聚合、伸展和裂解过程(Hoffman, 1991; Radhakrishna and Mathew, 1996; Radhakrishna and Joseph, 1996;李江海等,1997; Li *et al.*, 1999;周鼎武等, 2000)及陆内岩石圈的伸展作用(李献华等,1997;邵济安等,2001)。

华北陆块结晶基底发育大量的元古代辉绿岩墙群(Qian and Chen, 1987),盖层辉绿岩墙群的分布较少.近年来,对中生代岩墙群的成因及其构造背景研究(Li *et al.*, 1999;邵济安等,2001),逐渐引起对盖层辉绿岩墙群研究的重视。

辽西朝阳长茂河子辉绿岩墙群是燕辽地区规模最大的岩墙群.辽宁省地质矿产局(1989)将该岩墙

群划为中生代.本文通过全岩 K-Ar 年龄测定确定其形成年代,对其进行了岩石学、元素—同位素地球化学研究,探讨了岩浆起源及其地质意义。

1 岩体地质

辽西朝阳长茂河子辉绿岩墙群由 8 个规模不等的侵入体组成,脉宽一般几十 m 至上百 m. 出露面积大小不等,一般小于 10 km². 以长茂河子辉绿岩体规模最大,出露面积可达 20 km². 这些辉绿岩体一般呈岩床或岩脉产出,大致呈 NE 向侵入于前寒武纪蓟县系、震旦系、寒武系和奥陶系碳酸盐岩中(图 1). 接触处破碎,局部发生碳酸盐化和蛇纹石化,形成有工业价值的石棉矿. 它们被下白垩统义县组、九佛堂组和阜新组不整合覆盖,故其形成时代介

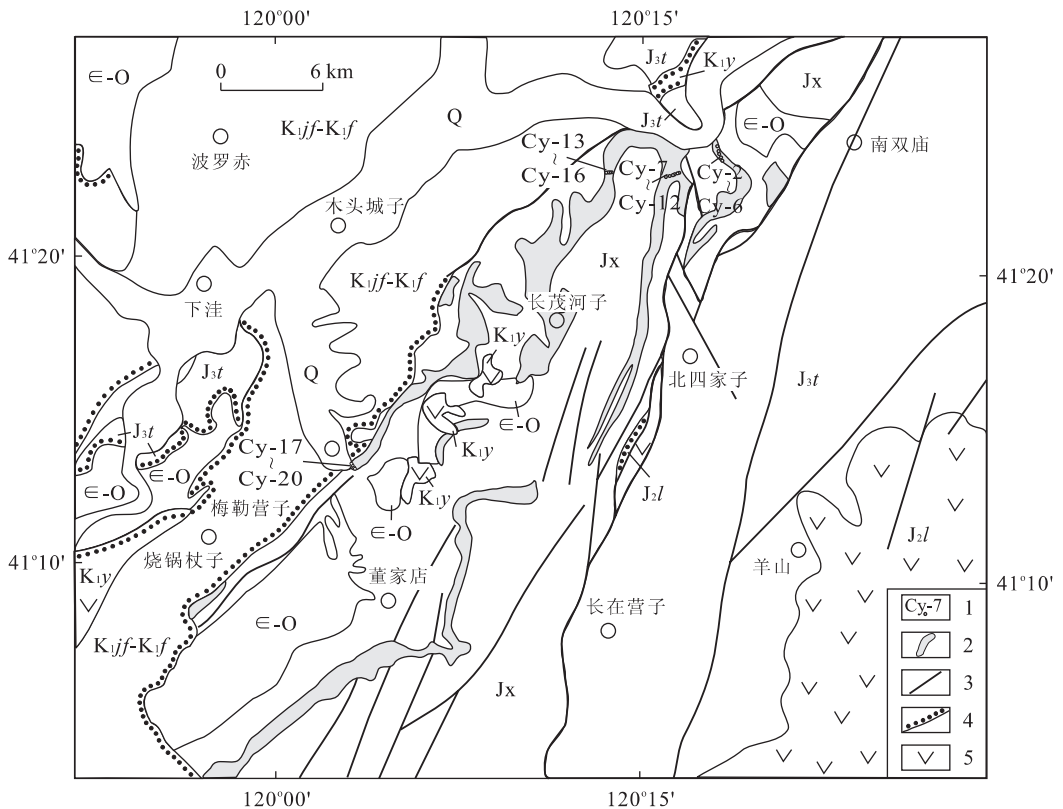


图 1 北票地区地质简图(据 1:20 万地质图改编)

Fig. 1 Sketch geological map in Beipiao area

1. 样号与采样位置;2. 辉绿岩;3. 断层;4. 角度不整合;5. 火山岩;Q. 第四系;K₁jf-K₁f. 下白垩统九佛堂组和阜新组;K₁y. 下白垩统义县组;J₃t. 上侏罗统土城子组;J₂l. 中侏罗统蓝旗组;E-O. 寒武系和奥陶系;Jx. 蓟县系

表 1 辉绿岩 K-Ar 年龄分析结果

Table 1 K-Ar ages of diabases

样号	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁸	Ar ³⁸ /Ar ³⁶	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	K/%	Ar ⁴⁰ /%	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	表面年龄/Ma
CY-18	7.539 5±0.005 8	1 273.9±29.1	9 605.0±219.4	3.12±0.05	96.98	0.018 1	287.5±4.6
CY-3	5.379 1±0.003 0	1 941.1±70.4	10 441.4±378.6	2.29±0.03	97.24	0.015 2	243.6±3.9

注:因样品中磁铁矿含量较高,为了提高 K₂O 相对含量,样品在制作过程中剔除了部分磁铁矿。

于志留纪—早白垩世。

辉绿岩岩石类型单一,深灰色,中细粒辉绿结构,块状构造。主要矿物由斜长石(40%~50%)、辉石(45%~40%)、磁铁矿(3%~15%)和角闪石(<3%)组成。矿物新鲜,斜长石为中拉长石(An_{45~50}),半自形状,具环带结构。辉石为半自形—他形粒状,常蚀变为闪石等。磁铁矿和钛铁矿分布均匀,多沿空隙充填,一般含量<5%,个别样品(如 CY-3,-4)达到 15%。

2 分析方法

除 SiO₂ 和烧失量采用重量法分析外,其余元素采用酸溶法溶样。主量元素和微量元素分别采用 Varian Vista-PRO 型 ICP-AES 和 PE Elan 6000 型 ICP-MS 方法测定(李献华等,2002),测量精度优于 5%。Nd、Sr 同位素比值在中国科学院广州地球化学研究所英产“ISOPROB”型多接收等离子体质谱仪上分析(MC-ICPMS)(方法见韦刚健等,2002;梁细荣等,2003)。整个实验流程本底 Sr 为(2~5)×10⁻¹⁰ g, Nd 小于 5×10⁻¹¹ g。Rb、Sr、Sm 和 Nd 含量通过 ICP 分析测得。

全岩 K-Ar 年龄分析在中国科学院广州地球化学研究所 MM-1200 稀有气体同位素质谱计上获得。样品经粉碎至 60~80 目(样品纯度>95%),用 Mill-Q 水超声波清洗后烘干。经快中子均匀照射 53 h 后(快中子积通量达到 1.34×10¹⁸ n/cm²)冷却 106 d,最后在 MM-1200 稀有气体同位素质谱计上分析。氦提取系统为全金属超高真空系统,真空达 10⁻⁶~10⁻⁷ Pa,样品受电子轰击炉阶段控温加热,采用海绵钛、钛升华泵纯化气体,最后用活性炭吸收转移,把 Ar 气送入质谱计。进样前质谱计真空度为 10⁻⁷ Pa,在静态方式下测量氦各同位素的离子流强度。全部测量和计算是在质谱—计算机联机的数据系统中自动采样、测量和计算的。

3 分析结果

3.1 年学代

对 2 件辉绿岩样品采用全岩 K-Ar 法进行年龄测试(表 1),获得年龄分别为(287.5±4.6)Ma 和(243.6±3.9)Ma。结合岩体与围岩的侵入关系,本文认为长茂河子岩墙群形成于石炭—二叠纪。

3.2 主量元素

11 件样品分析结果见表 2。除个别样品(CY-1, CY-17,-18)因断裂破碎或与围岩发生碳酸盐岩化造成烧失量略偏高外(2.26%~3.23%),大部分样品的烧失量≤1.83%。个别样品(CY-3,-4)因 Fe²⁺ 较高,烧失量出现了负值。显然,后期蚀变对岩石不相容元素(特别是 Rb、Ba、K)和稀土元素含量富集产生重要影响。因此,下面的讨论中考虑了后期蚀变对岩石地球化学的影响。

(1) 低铁钛辉绿岩 SiO₂ 含量较低(42.88%~47.72%)、Al₂O₃ ≤16.71%、CaO~10%、K₂O+Na₂O≤4.78%、FeO_T≥12.45%、TiO₂≥1.33%,相对贫铁贫钛,属于亚碱性拉斑玄武岩系列(图 2)。

(2) 高铁钛辉绿岩(如 CY-3,-4)的 TiO₂(5%~6%)和 FeO_T(22.13%~22.16%)含量较高, SiO₂(42.88%~44.90%)、Al₂O₃(11.53%~11.57%)、MgO(5.15%~5.29%, Mg[#]=0.32)和 K₂O(0.48%~0.51%)含量较低,类似于富铁玄武岩或 Skaergaard 层状侵入体(McBirney, 1989; McBirney and Naslund, 1990)。其他样品(如 CY-1, 5~18)的 TiO₂(<2%)、FeO_T(12.39%~15.33%)含量较低, SiO₂(45.61%~47.72%)、Al₂O₃(12.51%~16.71%)、MgO(6.66%~9.31%, Mg[#]=0.50~0.56)和 K₂O(0.57%~2.39%)含量较高,与大陆低 Ti 拉斑玄武岩相似(Hergt *et al.*, 1991; Buchanan *et al.*, 1999; Rollinson, 1999; Marsh *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2001)。不同的是,所有辉绿岩 SiO₂ 均低于富铁玄武岩和大陆低 Ti 拉斑玄武岩。

表 2 辉绿岩主量和微量元素分析结果

Table 2 Major and trace element analysis of diabases

样品	高铁钛辉绿岩						低铁钛辉绿岩					
	CY-3	CY-4	CY-1	CY-5	CY-7	CY-9	CY-11	CY-13	CY-15	CY-16	CY-17	CY-18
SiO ₂	42.88	44.90	45.61	45.71	47.72	46.80	46.54	47.06	46.59	46.89	46.18	45.82
TiO ₂	5.15	5.73	1.38	1.66	1.71	1.59	1.74	1.48	1.33	1.67	2.02	1.97
Al ₂ O ₃	11.53	11.57	16.09	16.19	15.73	15.65	14.72	16.71	15.62	15.55	13.32	12.51
FeO _t	22.16	22.13	12.86	14.36	13.38	13.74	13.73	12.45	14.64	14.11	15.33	14.51
CaO	9.98	9.97	9.68	10.00	9.88	10.27	10.36	9.82	9.30	10.27	7.20	10.82
MgO	5.29	5.15	7.64	7.84	6.66	7.70	7.07	7.44	9.31	7.32	8.06	9.21
MnO	0.26	0.25	0.16	0.18	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.19	0.21
Na ₂ O	2.16	2.27	0.56	2.47	2.36	2.20	2.21	2.23	2.00	2.20	2.59	0.61
K ₂ O	0.51	0.48	2.39	0.57	0.74	0.57	0.61	0.95	0.64	0.72	2.19	2.02
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.13	0.15	0.15	0.14	0.17	0.14	0.12	0.16	0.18	0.17
LOI	-0.32	-0.27	2.46	0.12	0.67	0.49	1.83	0.78	0.39	1.28	3.23	2.26
Total	99.75	102.33	98.95	99.25	99.17	99.32	99.16	99.23	100.13	100.36	100.48	100.09
Mg [#]	0.32	0.32	0.54	0.52	0.50	0.53	0.50	0.54	0.56	0.51	0.51	0.56
La	9.91	10.41	8.194	10.49	11.71	9.80	11.55	9.86	9.59	11.65	15.03	14.29
Ce	23.33	23.69	19.07	24.20	27.20	22.63	27.00	22.98	22.33	26.73	34.20	33.08
Pr	3.30	3.40	2.804	3.40	3.78	3.21	3.78	3.23	3.09	3.72	4.961	4.806
Nd	14.84	15.15	12.49	14.92	16.48	13.88	16.69	13.98	13.78	16.23	21.92	21.39
Sm	3.73	3.85	2.961	3.62	3.93	3.39	4.05	3.43	3.31	3.84	5.146	5.029
Eu	1.33	1.35	1.072	1.22	1.29	1.18	1.29	1.15	1.11	1.29	1.602	1.531
Gd	4.06	4.19	3.225	3.82	4.14	3.56	4.26	3.57	3.45	4.14	5.684	5.442
Tb	0.72	0.74	0.561	0.65	0.70	0.64	0.74	0.61	0.59	0.71	0.968	0.931
Dy	4.23	4.23	3.173	3.71	4.14	3.61	4.26	3.56	3.46	4.11	5.457	5.27
Ho	0.87	0.88	0.655	0.77	0.84	0.73	0.87	0.73	0.70	0.84	1.119	1.087
Er	2.33	2.33	1.754	2.08	2.24	2.01	2.36	1.95	1.89	2.22	3.051	2.932
Tm	0.35	0.35	0.259	0.31	0.33	0.30	0.35	0.29	0.29	0.33	0.46	0.428
Yb	2.24	2.27	1.71	2.01	2.17	1.93	2.26	1.86	1.81	2.14	2.969	2.791
Lu	0.37	0.36	0.27	0.31	0.34	0.30	0.34	0.28	0.30	0.34	0.467	0.426
(La/Yb) _N	3.18	3.29	3.44	3.75	3.88	3.64	3.67	3.81	3.79	3.90	3.63	3.67
Eu/Eu*	1.04	1.02	1.05	0.99	0.97	1.03	0.94	1.00	0.99	0.98	0.90	0.89
Sc	51.11	51.72	21.73	26.95	27.91	28.23	29.68	23.58	24.73	27.25	35.54	29.19
V	850.17	858.62	227.2	266.69	273.34	273.26	282.49	249.48	235.51	255.83	355.00	354.00
Cr	1.15	1.23	107.2	145.96	129.41	170.76	151.44	112.86	148.13	133.22	176.50	171.40
Co	61.91	62.63	48.05	54.19	49.02	51.72	55.35	49.00	62.85	52.09	51.33	47.32
Ni	28.52	28.95	163.5	170.50	121.23	157.88	180.33	167.30	235.24	164.33	131.80	95.97
Rb	14.49	15.66	18.43	17.52	23.23	16.41	18.47	27.59	19.95	22.72	57.37	15.55
Sr	138.47	142.05	183.6	166.72	166.98	164.80	161.47	193.77	168.19	162.80	563.90	127.10
Y	26.03	26.48	18.73	22.92	24.93	21.97	26.00	21.53	20.98	24.62	31.95	30.88
Zr	108.26	111.44	81.68	95.51	107.74	97.18	115.87	95.28	99.12	103.07	137.18	134.79
Nb	7.64	8.77	6.28	6.83	7.76	6.71	7.79	6.57	6.36	7.71	10.85	10.58
Cs	0.77	0.96	1.464	1.43	0.92	0.83	1.40	1.71	1.66	1.76	12.76	2.07
Ba	87.53	97.19	114.26	90.86	103.84	86.53	104.03	154.07	104.58	121.23	746.90	305.60
Hf	2.83	2.92	2.176	2.44	2.74	2.51	2.97	2.35	2.53	2.69	3.793	3.649
Ta	0.58	0.65	0.409	0.48	0.54	0.48	0.56	0.47	0.45	0.55	0.697	0.67
Pb	3.26	2.87	3.367	2.60	2.97	2.63	3.58	2.94	2.46	4.37	3.843	3.214
Th	1.75	1.72	1.491	1.79	1.98	1.56	2.01	1.83	1.64	1.88	2.539	2.438
U	0.35	0.35	0.317	0.37	0.40	0.32	0.41	0.38	0.35	0.37	0.542	0.677
Nb/Nb*	0.61	0.69	0.59	0.52	0.54	0.57	0.54	0.51	0.53	0.55	0.58	0.60
Th/Nb	0.23	0.20	0.24	0.26	0.25	0.23	0.26	0.28	0.26	0.24	0.23	0.23
Ti/Y	1046	1106	393	338	412	358	390	331	328	388	486	496
Ti/Zr	251	263	90	81	95	81	88	75	69	93	113	114
Rb/Sr	0.10	0.11	0.10	0.11	0.14	0.10	0.11	0.14	0.12	0.14	0.10	0.12

续表 2

样品	高铁钛辉绿岩						低铁钛辉绿岩					
	CY-3	CY-4	CY-1	CY-5	CY-7	CY-9	CY-11	CY-13	CY-15	CY-16	CY-17	CY-18
Rb/Ba	0.17	0.16	0.16	0.19	0.22	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19	0.08	0.05
Nb/T	13.18	13.55	15.35	14.23	14.30	14.02	13.97	14.10	14.12	14.01	15.57	15.79
Zr/Hf	38.32	38.18	37.54	39.16	39.31	38.65	39.00	40.58	39.19	38.30	36.17	36.94
∑REE	71.61	73.17	58.20	71.50	79.30	67.18	79.80	67.48	65.68	78.28	103.03	99.43
P	512.70	519.86	470.00	576.81	605.75	531.74	678.68	533.00	539.52	634.38	778.90	793.00
Ti	2721	29283	7367	7742	10264	7856	10140	7118	6879	9555	15537	15321
Mn	1724	1750	1071	1307	1297	1277	1290	1189	1359	1307	1384	1607
Ga	20.74	20.42	16.86	18.17	19.14	18.08	18.14	18.30	17.27	18.18	17.11	17.89
Ge	1.75	1.77	1.25	1.47	1.47	1.40	1.56	1.35	1.39	1.47	1.21	1.52

常量元素单位%; 微量元素单位 10⁻⁶.

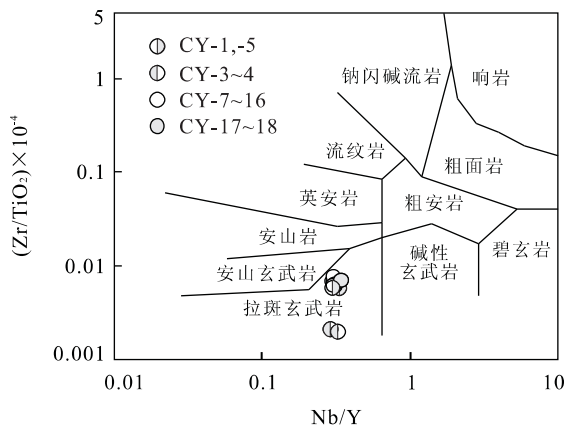


图 2 Nb/Y-(Zr/TiO₂)×10⁻⁴关系图解

Fig. 2 Nb/Y vs. (Zr/TiO₂)×10⁻⁴ diagram

3.3 微量元素

高铁钛辉绿岩(如 CY-3, -4)Cr(<2 μg/g)、Ni(<30 μg/g)含量极低, Ti、Fe、V(850~859 μg/g)、Sc(51~52 μg/g)含量较高, 说明其原始岩浆曾发生过强烈橄榄石、单斜辉石和尖晶石结晶分离作

用。低铁钛辉绿岩 Cr(107~177 μg/g)、Ni(96~235 μg/g)含量较高, Ti、Fe、V(227~335 μg/g)、Sc(24~36 μg/g)含量较低, 说明其发生了钛铁矿、钛磁铁矿、榍石和金红石的结晶分离作用。

除样品 CY-17, 18 外, 高铁钛辉绿岩和低铁钛辉绿岩稀土元素含量偏低、微量元素含量接近。稀土元素含量及稀土配分型式与 P-型 MORB 相似 ((La/Yb)_N=3.18~3.90)(图 3), 高铁钛辉绿岩略具 Eu 正异常, 低铁钛辉绿岩 Eu 异常不明显, 这意味着斜长石结晶分异作用不明显。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上(图 3), 表现为大离子亲石元素(如 Rb、Th、U、K₂O)、轻稀土元素和 Pb、Ti 富集, 而 Ba、Sr、P、Nb 和 Ta 亏损, 显示出岛弧火山岩和岩石圈地幔的特征。

辉绿岩的 U、Th 含量比较高, Ba、Sr 含量较低。Ce/Pb(6.1~9.3)、Nb/U 值(17.5~24.9)较低, 均低于洋岛玄武岩(25, 47.06)(Sun and McDonough, 1989)。Rb/Ba(0.05~0.22)、Rb/Sr(0.09~0.14)、

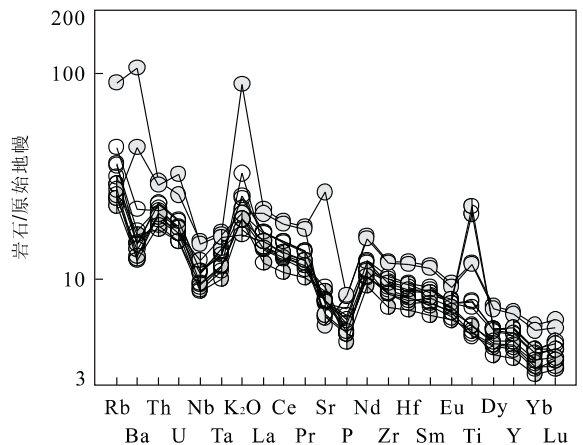
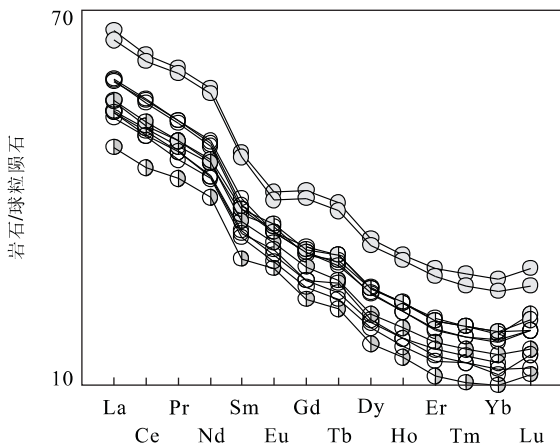


图 3 稀土元素配分曲线型式和微量元素蛛网图(标准值采用 Sun and McDonough, 1989 推荐值, 图例同图 2)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE distribution patterns and primary mantle-normalized incompatible element patterns

表 3 辉绿岩 Nd、Sr 同位素分析结果
Table 3 Nd and Sr isotopic data of diabases

样品编号	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	T_{DM}/Ga	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
CY-3	0.151 9	0.512 343	8	0.512 057	1.99	-4.12
CY-5	0.146 7	0.512 238	9	0.511 962	2.07	-5.98
CY-7	0.144 3	0.512 282	9	0.512 011	1.90	-5.02
CY-9	0.147 7	0.512 234	9	0.511 958	2.08	-6.06
CY-15	0.145 0	0.512 242	9	0.511 969	2.01	-5.84
CY-16	0.143 0	0.512 208	8	0.511 939	2.03	-6.43
样品编号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$
CY-3	0.302 8	0.708 843	16	0.708 274	-0.23	49.03
CY-5	0.304 1	0.708 962	18	0.708 391	-0.25	50.65
CY-7	0.402 5	0.709 838	14	0.709 082	-0.27	57.38
CY-9	0.288 1	0.708 529	14	0.707 908	-0.25	42.94
CY-15	0.343 3	0.708 689	20	0.708 045	-0.26	44.50
CY-16	0.404 0	0.710 324	21	0.709 565	-0.27	64.19

表中按 $t=287\text{ Ma}$ 计算。

Th/Yb(0.76~0.98)和 Ta/Yb(0.24~0.29)值高于原始地幔和 MORB,接近于活动大陆边缘(Wilson, 1989),暗示岩浆受到地壳混染.高钛铁辉绿岩的 Ti/Y(1.046~1.106)和 Ti/Zr(250~263)值相对于低钛铁辉绿岩(327~496,69~114)较高,但它们的 Ti/Y 值均高于原始地幔和 MORB,与大陆溢流玄武岩(Hergt *et al.*, 1991)或峨嵋山玄武岩(Xu *et al.*, 2001)相当.

3.4 Sr-Nd 同位素

6 件 Nd、Sr 同位素(表 3)组成均匀、变化小, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.512 208~0.512 343, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.708 5~0.710 3, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 -6.43~-4.12, $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 为 42.94~64.19,说明岩浆起源于富集岩石圈地幔.

4 讨论

4.1 岩浆起源与演化

大陆构造环境下玄武质岩浆的地球化学特征一般受到地幔温度、岩石圈厚度(如部分熔融程度、氧逸度)、源区成分和浅部作用过程(如地壳混染、结晶分异等)等因素制约.即使是同一地区不同系列基性岩墙群(Sheraton *et al.*, 1990),或不同地球化学特征大陆拉斑玄武岩(Hergt *et al.*, 1991; Buchanan *et al.*, 1999; Rollinson, 1999; Marsh *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2001),岩浆源区与成因模式也不相同.

从 SiO_2 、 $\text{Mg}^\# (<0.7)$ 、Cr、Ni 含量分析,长茂河子辉绿岩不具备与无水条件下地幔橄榄岩平衡的玄武质岩浆组成(Cox, 1981),即长茂河子辉绿岩原

始岩浆不是玄武质岩浆而是苦橄质岩浆.苦橄质岩浆与地壳之间的密度差,造成原始苦橄质岩浆在莫霍面附近发生聚集和结晶分离作用,形成超镁铁质堆晶和残留低镁的玄武质岩浆,类似于大陆溢流玄武岩的形成.

辉绿岩不相容元素和轻稀土元素的富集(特别是 Rb、Th、U、K),Nb-Ta 亏损,Rb/Ba 和 Ti/Y 高值等与亏损地幔的拉斑玄武岩不同.高的 Th/Ta(2.65~3.89)和 La/Yb(4.42~5.44)值,表明其源区与太古代岩石圈地幔的基性岩墙类似(Condie, 1997).这些都说明辉绿岩起源于岩石圈地幔,与同位素组成相吻合. Y/Nb 与 Zr/Nb 正相关, $\text{Th}/\text{Nb} < 0.3$, $\text{Nb}/\text{Nb}^* (=2\text{Nb}_\text{N}/(\text{La}+\text{Th})_\text{N}) > 0.5 (< 0.7)$, 则说明岩浆受到地壳物质的混染,但这种混染发生在岩浆就位过程中而非岩浆房或地幔源区(Pin and Marini, 1993),这点与 Sr 同位素组成一致.

大陆拉斑玄武岩的形成比较复杂(Buchanan *et al.*, 1999; Rollinson, 1999; Marsh *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2001),有的起源于地幔部分熔融(Hergt *et al.*, 1991),并受到源区熔融条件、岩浆结晶分异作用与地壳混染作用制约(Juster and Grove, 1989; Rollinson, 1999; Xu *et al.*, 2001);有的起源于壳幔岩石的混合作用与结晶分异作用(Buchanan *et al.*, 1999).一般认为,大陆拉斑玄武岩形成于地幔橄榄岩的大比例部分熔融,而小比例地幔橄榄岩部分熔融则形成碱性玄武质岩浆.

玄武质岩石的部分熔融程度可以利用 Ti/Y 值评价(Hergt *et al.*, 1991; Xu *et al.*, 2001),高 Ti/

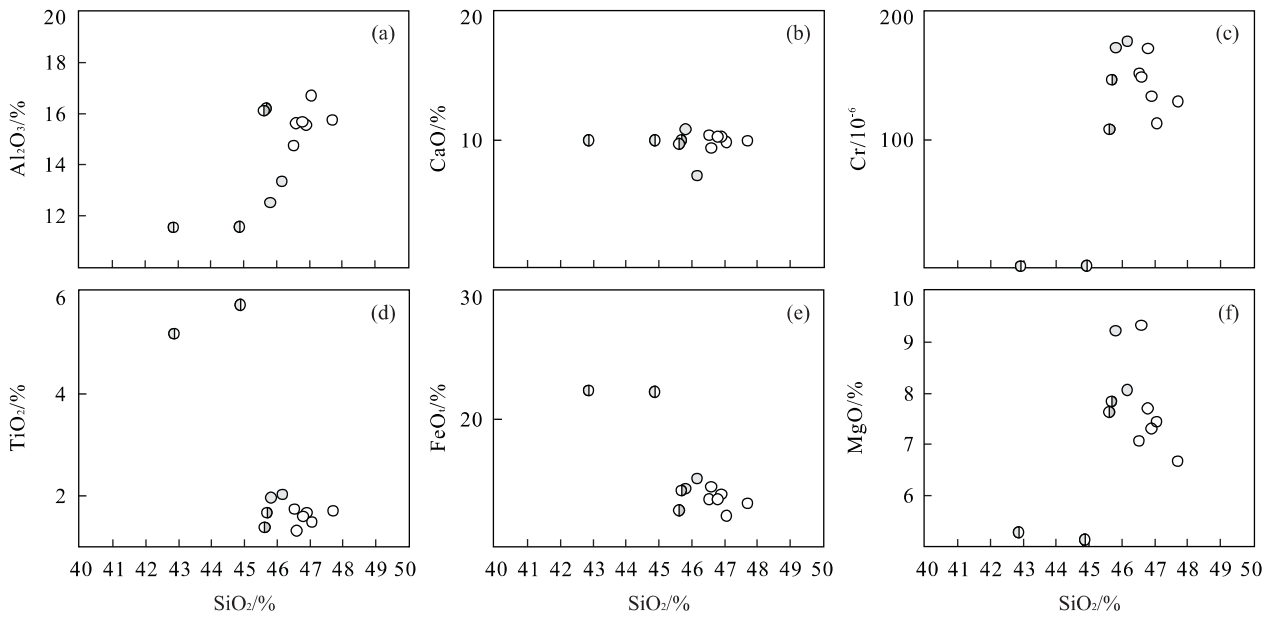


图 4 辉绿岩 SiO₂ 与主微量元素相关图(图中符号同图 2)

Fig. 4 SiO₂ vs. major and trace element diagrams

Y 值反映了岩浆源于石榴石地幔岩的小比例熔融(残留石榴石堆晶),而低 Ti/Y 值反映了岩浆源于尖晶石地幔岩的大比例熔融(残留尖晶石堆晶,不含石榴石)。高铁钛辉绿岩比低铁钛辉绿岩具有较高 Ti/Y 值,意味着高铁钛辉绿岩的原始岩浆比低铁钛辉绿岩形成的熔融程度低或形成深度大。另外,富铁玄武岩形成与岩浆氧逸度和岩浆房的封闭程度有关(Brooks and Nielsen, 1978, 1990; Juster and Grove, 1989; Toplis and Carroll, 1995, 1996; Sugawara, 2001)。因为拉斑玄武质岩浆在相对低氧逸度和相对封闭的岩浆房的结晶分异作用下导致岩浆向贫硅富铁富钛方向演化(Presnall, 1966; McBirney, 1989; Brooks and Nielsen, 1990; Sugawara, 2001),即 Fenner trend 演化;反之则导致岩浆向富硅贫铁贫钛的方向演化(Hunter and Sparks, 1987),即 Bowen 演化趋势。因此,长茂河子高铁辉绿岩可能形成于低氧逸度或相对封闭的结晶环境。从高铁钛辉绿岩→低铁钛辉绿岩, SiO₂、FeO_T 含量增加, TiO₂ 含量减少, Al₂O₃、MgO、Cr、P₂O₅ 出现规律性变化(图 4),即由低→高→低变化(高峰 SiO₂ ≈ 46%, MgO ≈ 9.25%),暗示岩浆总体向富 Si 贫 Fe 方向演化,符合正常拉斑玄武质岩浆的演化趋势。

4.2 构造背景

大洋中脊富铁玄武质岩石多以侵入体产出,喷出岩较少(Hunter and Sparks, 1987; Juster and

Grove, 1989; Toplis and Carroll, 1995; Sugawara, 2001),其原因:(1)洋中脊下部地幔相对处于还原状态(Sinton *et al.*, 1983; Christie *et al.*, 1986; Bryndzia *et al.*, 1989; Kennedy *et al.*, 1990);(2)富铁玄武质岩浆密度较大不易喷出地表(Bryndzia *et al.*, 1989; Brooks *et al.*, 1991);(3)相对封闭条件下拉斑玄武质岩浆结晶分异作用有利于高铁玄武质岩浆形成(Brooks and Nielsen, 1978, 1990; Brooks *et al.*, 1991)。相对于大陆环境而言,高铁玄武质岩石出露较少,少量以侵入体产出。如 Skaergaard 侵入体(Hunter and Sparks, 1987; McBirney, 1989)、Pleasant Bay 层状侵入体(Wiebe, 1997)和镁质岩墙群(Hoek and Seitz, 1995)。大陆环境下高 Ti 玄武质岩石(FeO_T < 15%)多与低 Ti 玄武质岩石共生,多以大陆溢流玄武岩产出(Hergt *et al.*, 1991; Buchanan *et al.*, 1999; Rollinson, 1999; Marsh *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2001)。岩浆分布于大陆离散边界两侧,与岩石圈的裂解或伸展作用密切相关。因此,与一般辉绿岩一样,高钛辉绿岩/低钛辉绿岩墙群可作为幔源岩浆上涌的窗口和岩石圈伸展作用的标志(Sinton *et al.*, 1983; Hoek and Seitz, 1995)。从构造图解上判断(图 5),长茂河子辉绿岩形成于板内构造环境。考虑到区域上未见玄武质火山岩的出露,岩墙群分布限制在一定的区域,笔者认为长茂河子辉绿岩形成于

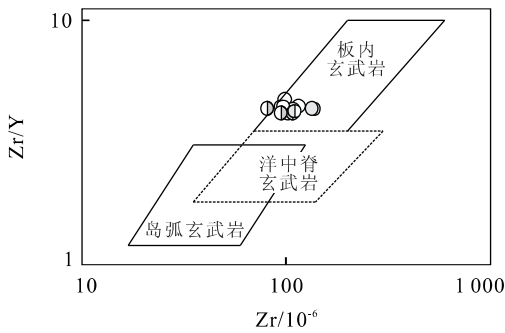


图 5 Zr/Y—Zr 关系图解(图例同图 2)

Fig. 5 Zr/Y vs. Zr diagram

稳定克拉通内局部的弱拉伸环境,与晚古生代—早中生代碱性侵入岩(张招崇和陈洪新,1997;Yan *et al.*, 1999)构造背景基本一致。

致谢:本文为博士后研究成果之一.论文在写作过程中得到路凤香教授和赵越研究员的指导;野外工作得到了赵越研究员和吴海工程师的帮助。

References

Brooks, C. K., Larsen, L. M., Nielsen, T. F. D., 1991. Importance of iron-rich tholeiitic magmas at divergent plate margins: A reappraisal. *Geology*, 19: 269—272.

Brooks, C. K., Nielsen, T. F. D., 1978. Early stages in the differentiation of the Skaergaard magma as revealed by a closely related suite of dike rocks. *Lithos*, 11: 1—14.

Brooks, C. K., Nielsen, T. F. D., 1990. A discussion of Hunter and Sparks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 451—461; 104: 244—247.

Bryndzia, L. T., Wood, B. J., Dick, H. J. B., 1989. The oxidation state of the earth's sub-oceanic mantle from oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites. *Nature*, 341: 526—527.

Buchanan, P. C., Koeberl, C., Reimold, W. U., 1999. Petrogenesis of the Dullstroom Formation, Bushveld magmatic province, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137(1/2): 0133—0146.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Liaoning Province, 1989. Regional geology of Liaoning Province. Geological Publishing House, Beijing, 394—520 (in Chinese with English abstract).

Christie, D. M., Carmichael, I. S. E., Langmuir, C. H., 1986. Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glasses. *Earth and Planetary Science Letters*, 79: 397—411.

Condie, K. C., 1997. Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: Constraints from Th/Ta and La/Yb ratios. *Precambrian Research*, 81(1—2): 3—14.

Cox, K. G., 1981. A model for flood basalts volcanism. *Journal of Petrology*, 21: 629—650.

Hergt, J. M., Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 105: 134—148.

Hoek, J. D., Seitz, H. M., 1995. Continental mafic dyke swarms as tectonic indicators; An example from the Vestfold Hills, East Antarctica. *Precambrian Research*, 75: 121—139.

Hoffman, P. F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252: 1406—1412.

Hunter, R. H., Sparks, R. S. L., 1987. The differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 451—461.

Juster, T., Grove, T. L., 1989. Experimental constraints on the generation of FeTi basalts, andesites, and rhyodacites at the Galapagos spreading center, 85° W and 95° W. *Journal of Geophysical Research*, 94(B7): 9251—9274.

Kennedy, A. K., Grove, T. L., Johnson, R. W., 1990. Experimental and major element constraints on the evolution of lavas from Lihir Island, Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 722—734.

Li, J. H., He, W. Y., Qian, X. L., 1997. Genetic mechanism and tectonic setting of Proterozoic mafic dyke swarm: Its implication for paleoplate reconstruction. *Geological Journal of China Universities*, 3(3): 273—281 (in Chinese with English abstract).

Li, X. H., Hu, R. Z., Rao, B., 1997. Geochronology and geochemistry of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China. *Geochimica*, 26(2): 14—31 (in Chinese with English abstract).

Li, X. H., Liu, Y., Tu, X. L., et al., 2002. Precise determination of chemical compositions in silicate rock using ICP-AES and ICP-MS: A comparative study of sample digestion techniques of alkali fusion and acid dissolution. *Geochimica*, 31(3): 289—294 (in Chinese with English abstract).

Li, Z. X., Li, X. H., Kinny, P. D., et al., 1999. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 173: 171—181.

Liang, X. R., Wei, G. J., Li, X. H., et al., 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(1): 91—96

(in Chinese with English abstract).

- Marsh, J. S., Ewart, A., Milner, S. C., et al., 2000. The Etendeka igneous province; Magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Parana-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, 62(6/7): 464—486.
- McBirney, A. R., 1989. The Skaergaard layered series; 1. structure and average compositions. *Journal of Petrology*, 30: 363—397.
- McBirney, A. R., Naslund, H. R., 1990. The differentiation of the Skaergaard intrusion; A discussion of Hunter and Sparks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 451—461; 104: 235—240.
- Pin, C., Marini, F., 1993. Earth Ordovician continental breakup in Variscan Europe; Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous association of the southern Massif central, France. *Lithos*, 29: 177—196.
- Presnall, D. C., 1966. The join forsterite-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas. *Am. J. Sci.*, 264: 753—809.
- Qian, X. L., Chen, Y. P., 1987. Late Precambrian mafic swarms of the North China craton. In: Halls, H. C., Fahrig, W. F., eds., Mafic dyke swarms. *Geological Association of Canada Special Papers*, 34: 385—391.
- Radhakrishna, T., Joseph, M., 1996. Proterozoic palaeomagnetism of the mafic dyke swarms in the high-grade region of southern India. *Precambrian Research*, 76(1—2): 31—46.
- Radhakrishna, T., Mathew, J., 1996. Late Precambrian (850—800 Ma) palaeomagnetic pole for the south Indian shield from the Harohalli alkaline dykes; Geotectonic implications for Gondwana reconstructions. *Precambrian Research*, 80(1—2): 77—87.
- Rollinson, H., 1999. Petrology and geochemistry of metamorphosed komatiites and basalts from the Sula Mountains greenstone belt, Sierra Leone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1): 86—100.
- Shao, J. A., Zhang, L. Q., Wei, C. J., et al., 2001. Composition and features of the Mesozoic bimodal dike swarm in Nankou area, Beijing. *Acta Geologica Sinica*, 74(2): 205—212 (in Chinese with English abstract).
- Sheraton, J. W., Black, L. P., McCulloch, M. T., et al., 1990. Age and origin of a compositionally varied mafic dyke swarm in the Bunger Hills, East Antarctica. *Chemical Geology*, 85: 215—246.
- Sinton, J. M., Wilson, D. S., Christie, D. M., et al., 1983. Petrologic consequences of rift propagation on oceanic spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 193—207.
- Stephen, R., Sparks, J., Huppert, H. E., 1984. Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas; Fluid dynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85: 300—309.
- Sugawara, T., 2001. Ferric iron partitioning between plagioclase and silicate liquid; Thermodynamics and petrological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 659—686.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes. In: Saunderson, A. D., Norry, M. J., eds., Magmatism in the ocean basins. *Geological Society Special Publication*, 42: 313—345.
- Toplis, M. J., Carroll, M. R., 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti stability, phase relation, and mineral-melt equilibria in ferrobasaltic system. *Journal of Petrology*, 36: 1137—1170.
- Toplis, M. J., Carroll, M. R., 1996. Differentiation of ferrobasaltic magmas under conditions open and closed to oxygen; Implications for the Skaergaard intrusion and other natural systems. *Journal of Petrology*, 37: 837—858.
- Wei, G. J., Liang, X. R., Li, X. H., et al., 2002. Precise measurement of Sr isotopic composition of liquid and solid base using (LP) MC-ICPMS. *Geochimica*, 31(3): 295—299 (in Chinese with English abstract).
- Wiebe, R. A., 1997. Fe-rich tholeiitic liquids and their cumulate products in the Pleasant Bay layered intrusion, coastal Maine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129(4): 255—267.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. Oxford University Press, London, 325—374.
- Xu, Y. G., Chung, S. L., Jahn, B. M., et al., 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3—4): 145—168.
- Yan, G. H., Mu, B. L., Xu, B. L., et al., 1999. Triassic alkaline intrusives in the Yanliao-Yanshan area; Their chronology, Sr, Nd and Pb isotopic characteristics and their implication. *Science in China (Series D)*, 42(6): 583—587.
- Zhang, Z. C., Chen, H. X., 1997. Geology and petrology of Shuiquangou complex, northern Hebei Province. *Journal of Precious Metallic Geology*, 6(2): 81—92.
- Zhou, D. W., Zhang, C. L., Liu, L., et al., 2000. Synthetic

study on Proterozoic basic dyke swarms in the Qinling orogenic belt and its adjacent block as a discussion about some questions related to them. *Acta Petrologica Sinica*, 16(1): 22-28 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

李江海,何文渊,钱祥麟,1997. 元古代基性岩墙群的成因机制、构造背景及其古板块再造意义. 高校地质学报, 3(3): 273-281.
 李献华,胡瑞忠,饶冰,1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学, 26(2): 14-31.
 李献华,刘颖,涂湘林,等,2002. 硅酸盐岩石化学组成的 ICP-AES 和 ICP-MS 准确测定: 酸溶与碱熔分解样品方法的对比. 地球化学, 31(3): 289-294.
 梁细荣,韦刚健,李献华,等,2003. 利用 MC-ICPMS 精确测

定¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 和 Sm/Nd 比值. 地球化学, 32(1): 91-96.

辽宁省地质矿产局,1989. 辽宁省区域地质志. 北京:地质出版社,394-520.
 邵济安,张履桥,魏春景,等,2001. 北京南口中生代双峰式岩墙群的组成及其特征. 地质学报, 74(2): 205-212.
 韦刚健,梁细荣,李献华,等,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.
 张招崇,陈洪新,1997. 冀北水泉沟偏碱性杂岩体的地质——地球化学特征及其构造环境. 中国区域地质, 16(3): 275-282.
 周鼎武,张成立,刘良,等,2000. 秦岭造山带及其相邻地块元古代基性岩墙群研究综述及其相关问题探讨. 岩石学报, 16(1): 22-28.

(上接 728 页)

crust in post-collisional granitoids from the Dabie terrane in China. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L22602, doi: 10. 1029/2004GL021061.
 Zhao, Z. F., Zheng, Y. F., Wei, C. S., et al., 2005. Zircon U-Pb age, element and C-O isotope geochemistry of post-collisional mafic-ultramafic rocks from the Dabie orogen in east-central China. *Lithos*, 83: 1-28.
 Zheng, Y. F., Fu, B., Gong, B., et al., 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. *Earth Sci. Rev.*, 62: 105-161.
 Zheng, Y. F., Wu, Y. B., Chen, F. K., et al., 2004. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ¹⁸O depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68: 4145-4165.
 Zheng, Y. F., Zhou, J. B., Wu, Y. B., et al., 2005. Low-grade metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: A passive-margin accretionary wedge deformed during continent subduction. *Inter. Geol. Rev.*, 47: 851-871.

附中文参考文献

陈江峰,谢智,刘顺生,等,1995. 大别造山带冷却年龄的 ⁴⁰Ar-³⁹Ar 和裂变径迹年龄测定. 中国科学 (B 辑), 25(10): 1086-1092.
 陈能松,游振东,索书田,1996. 大别山区中酸性麻粒岩和变形花岗岩的锆石 U-Pb 年龄. 科学通报, 41(11): 1009

-1012.
 干国梁,1993. 矿物-熔体间分配系数资料及主要变化规律. 岩石矿物学杂志, 12(2): 144-181.
 高山,骆庭川,张本仁,等,1999. 中国东部地壳的结构和组成. 中国科学(D 辑), 29(3): 204-213.
 李曙光,洪吉安,李惠民,等,1999. 大别山辉石岩-辉长岩体的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 高校地质学报, 5: 351-355.
 李曙光,黄方,李晖,2001. 大别-苏鲁造山带碰撞后的岩石圈拆离. 科学通报, 46(17): 1487-1491.
 彭亚鸣,潘国强,叶友清,1994. 大别造山带天柱山花岗岩研究. 南京大学学报(地球科学版), 6(4): 326-333.
 王江海,邓尚贤,2002. 湖北北大别镁铁-超镁铁质侵入体的时代: 锆石 U-Pb, Sm-Nd 和 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 定年结果. 中国科学(D 辑), 32: 1-9.
 魏春景,张立飞,王式洸,2000. 安徽省大别山东段中生代高钾花岗质岩石及其地质意义. 中国科学(D 辑), 30(4): 355-363.
 吴元保,陈道公,夏群科,等,2002. 北大别黄土岭麻粒岩锆石 U-Pb 离子探针定年. 岩石学报, 18(3): 378-382.
 徐小军,赵子福,郑永飞,等,2005. 大别造山带天柱山燕山期中酸性岩浆岩元素和同位素地球化学研究. 岩石学报, 21(3): 607-622.
 赵子福,郑永飞,魏春生,等,2004. 大别山中生代中酸性岩浆岩锆石 U-Pb 定年、元素和氧同位素地球化学研究. 岩石学报, 20(5): 1151-1174.