

塔里木西南缘新元古代辉绿岩及玄武岩的地球化学特征：新元古代超大陆 (Rodinia) 裂解的证据*

张传林^{1,2} 叶海敏² 王爱国² 郭坤一² 董永观²

ZHANG ChuanLin^{1,2}, YE HaiMin², WANG AiGuo², GUO KunYi² and DONG YongGuan²

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

2. 南京地质矿产研究所, 南京 210016

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

2. Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Nanjing 210016, China

2003-03-24 收稿, 2003-11-24 改回.

Zhang CL, Ye HM, Wang AG, Guo KY and Dong YG. 2004. Geochemistry of the Neoproterozoic diabase and basalt in South of Tarim plate: Evidence for the Neoproterozoic breakup of the Rodinia super-continent in south of Tarim. *Acta Petrologica Sinica*, 20(3):473-482

Abstract Neoproterozoic diabase and basalt outcrop in south of Tarim Plate (in north belt of Western Kunlun). The diabase intrudes into Qingbaikou system (1.0~0.8Ga) and is overlapped by Nanhuan rift successions (0.8~0.6Ga?). The basalt occurs in the lower part of the Nanhuan system. Geochemistry of the diabase and basalt show that they are formed in intra-continent pullapart environment. Their source shows characteristics of EMI-type mantle. Combining the study of the Grenvillian plate subduction and collision in south of Tarim and the discovery of ca. 815Ma mantle-sourced A-type gneissoid granite, we put forward that the Neoproterozoic diabase and basalt are formed during the breakup of the Rodinia in south of Tarim Plate. The breakup may be connected with the action of a mantle plume just like South China Block.

Key words Southwest of Tarim, Neo-Proterozoic basalt, Geochemistry, Breakup of the Rodinia

摘要 塔里木西南缘(西昆仑北带)发育新元古代辉绿岩及玄武岩,辉绿岩侵入青白口系而被南华系超覆,玄武岩发育在南华系下部。初步的岩石地球化学研究表明,辉绿岩及玄武岩形成于大陆板内裂解背景,来自 EMI 型地幔源区。结合对本区格林威尔期造山事件的确定以及新元古代 815Ma 左右的 A 型片麻状花岗岩的发现,表明新元古代玄武岩喷发、辉绿岩岩墙侵入等是古塔里木板块作为 Rodinia 超大陆的一员在新元古代发生裂解的岩浆事件,我们推测超大陆裂解与地幔柱活动有关。

关键词 塔里木西南;新元古代玄武岩;新元古代辉绿岩;地球化学;超大陆裂解

中图法分类号 P588.145; P534.3

1 引言

紧邻塔里木板块西南的西昆仑造山带,是我国古亚洲构造域与古特提斯的接合部位(潘裕生等,1994;姜耀辉等,1999;丁道桂等,1996)。西昆仑北缘发生在 1.0Ga 左右的 Grenville 期的造山作用已经由本区的岩石地层学、火山岩及同位素年代学所证实(郭坤一等,2002;张传林等,2003a;

Zhang C L *et al.*, 2003c),这表明古塔里木板块曾是 Rodinia 超大陆的成员。为了进一步证明上述认识,就需要寻找 Rodinia 超大陆裂解的地质证据。张传林等(2003b)在西昆仑北带发现的 ca. 0.8Ga 具有幔源组分参与的 A 型花岗岩说明超大陆裂解的时间开始于新元古代中期。在 2002 年的工作中,在莎车、泽浦南部,对新元古代地层的调查表明,本区发育大量的辉绿岩岩墙侵入于青白口系而被具有大陆裂解沉积特征的南华系超覆(王爱国等,2004),在南华系底部发

* 国家自然科学基金资助(编号:40303007)

第一作者简介:张传林,1968年生,博士,构造地质学专业, E-mail: zchuanlin@sina.com

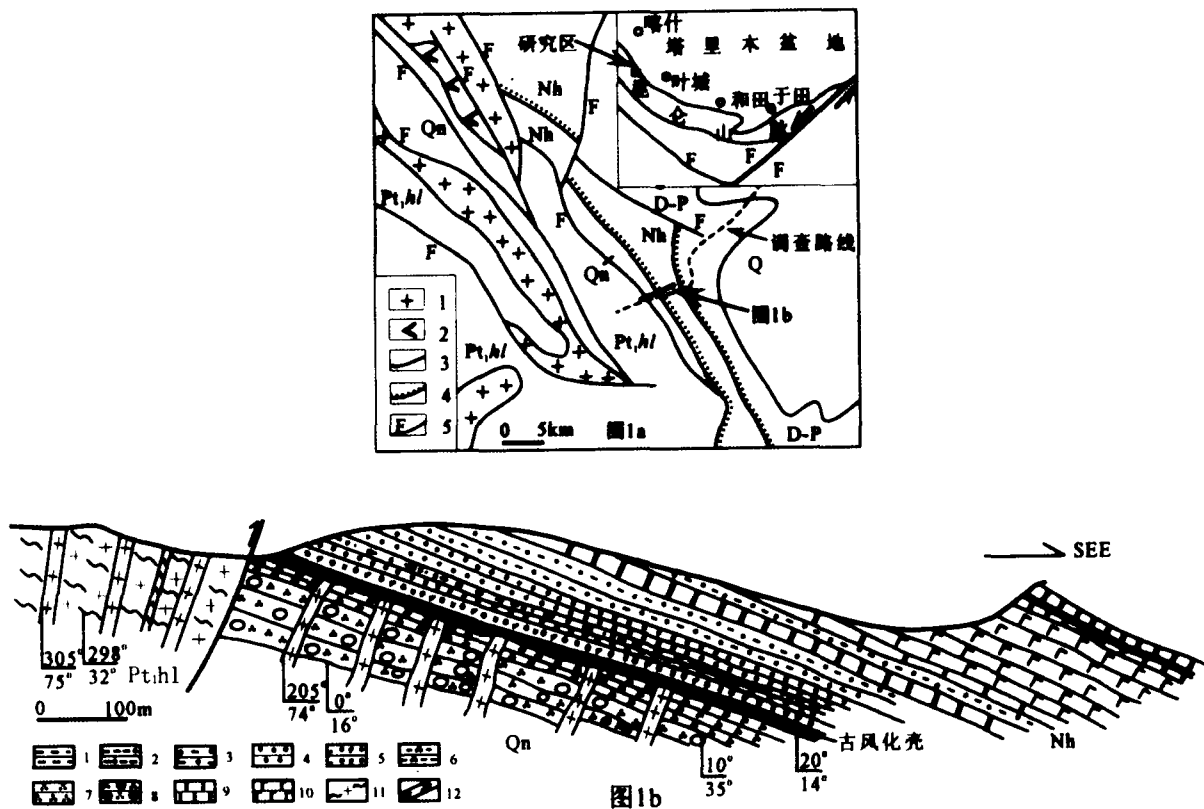


图1 西昆仑许许沟一带新元古代地层(a)及辉绿岩、玄武岩路线地质剖面(b)

图1a: Pt, hl-古元古代赫罗斯坦群, Qn-青白口系, Nh-南华系, D-P-泥盆系~二叠系(未分), Q-第四系; 1. 加里东期花岗岩; 2. 超镁铁岩; 3. 地层界线; 4. 不整合面; 5. 断层。图1b: Qn-青白口系, Nh-南华系, 1. 泥岩、页岩; 2. 含砂泥岩(风化壳); 3. 泥质粉砂岩; 4. 粉细砂岩; 5. 长石岩屑砂岩; 6. 石英质泥质粉砂岩; 7. 石英砂岩; 8. 含砾石英砂岩; 9. 白云质灰岩; 10. 玄武岩; 11. 花岗质片麻岩; 12. 辉绿岩脉

Fig. 1 Sketch map (a) and geological section (b) of the Neoproterozoic strata and diabases in Xvixvgou, Western Kunlun

育了一套80~100m厚的玄武岩(图1a, b)。研究表明辉绿岩及玄武岩形成于板内环境,为大陆裂解的产物,初步获得辉绿岩形成时期的古纬度为北纬32°左右,证明塔里木板块在Rodinia超大陆中可能与华南、澳大利亚毗邻。本文报道的新元古代辉绿岩及玄武岩的地球化学资料将对研究西昆仑地区新元古代裂解事件群(陆松年等,2001)、探索大陆裂解的地球动力学背景以及了解塔里木基底的构造演化提供重要信息。

2 新元古代辉绿岩及玄武岩的岩石地层学特征

出露于莎车县、泽普县南部的坎地里克、许许沟、棋盘河一带新元古代地层,前人将这层地层命名为恰克马克力克群(高振家等,1985;新疆地质矿产局,1993,1999)。由于该套地层以平行不整合的形式覆于青白口系苏库罗克群(其中含有 *Inzeria* sp., ? *Minjaria* sp., *Tungussia* sp., *Baicalia* sp., *Vermiculites intestinalis* sp. nov., *Pseudoosagia* sp., *sagia* sp.

等)之上,而在其上部层位发育有两套冰碛岩(马世鹏等,1989),依据在华南建立的南华系标志(陆松年,2002),以及在该套地层中发现包括 *Baicalia* f., *Mi-njaria* f., *Palmeria* f., (马世鹏等,1989; 缪长泉,1993) *Ka-ternia minuta*, *Leiomniscula minuta* Naum, *Leiopsophsphaera densa* (Tim.) Sin et Liu, *Trematosphaeridium* sp., *Triangumorpha* sp., *Leiofusa bicornata* Sin et Liu, *Quadratimorpha* sp., *Paleamorpha* sp. 等微体化石资料,将该套地层归属于南华系是可行的。从三条路线地质剖面分析,玄武岩层位在区域上延伸稳定,出露厚度为80~100m,因此代表了一次重要的火山活动,典型剖面见图1b。玄武岩呈灰黑色或青灰黑色,厚层状构造(图2b),具柱状节理,在坎地里克还发育杏仁构造,杏仁被方解石充填。薄片下,主要为隐晶质,部分薄片见到极细小的斜长石微晶,除了微弱的绿泥石化之外,几乎没有变质,因此其岩石地球化学分析结果应能很好地反映其性质。

西昆仑北带的辉绿岩岩墙在区域上的出露范围与新元古代玄武岩一致,辉绿岩侵入于青白口系且被南华系超覆(图1、图2a),因此其时代为新元古代无疑,形成时间早于玄

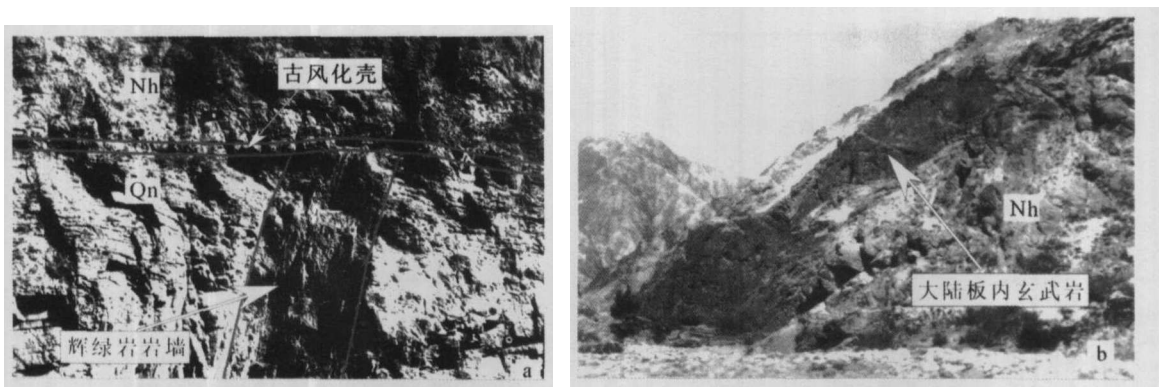


图2 西昆仑北缘新元古代辉绿岩(a)及玄武岩(b)照片(说明见正文)

Fig. 2 Photos of the Neoproterozoic diabase and basalt in North of Western Kunlun

玄武岩。岩脉大多呈直立产状,在不同剖面上走向变化较大,在许沟走向为 $75^{\circ} \sim 120^{\circ}$,棋盘河剖面为 $70^{\circ} \sim 100^{\circ}$,炮江剖面为 $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 。岩石呈灰黑、灰黑绿色,宽度在0.3m至3.0m左右不等,在部分地段密集发育(10~15条/100m)。辉绿岩大多具有典型的辉绿结构,部分较宽的岩脉中心部分出现辉绿辉长结构。岩石主要矿物组合以单斜辉石(40~50%)和基性斜长石(含量50~60%,测量获得3个颗粒的排号分别为48、54、57)为主,在少数薄片可见到角闪石,微量矿物包括钛铁矿、黄铁矿、磷灰石、磁铁矿等,部分薄片钛铁矿物可达1~2%,没有见到橄榄石。岩石总体上没有显著蚀变,少数薄片可见钠黝帘石和阳起石化。

3 地球化学特征

3.1 岩石主化学成分及分类

6件辉绿岩及6件玄武岩的岩石化学成分见表1。

辉绿岩的 SiO_2 为45.31%~49.19%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 为3.78%~4.30%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 为1.38~1.67, $\text{Mg}^{\#}$ 为0.53~0.59,SI值为25~32,反映岩浆有显著的结晶分异。玄武岩的 SiO_2 为48.94%~52.80%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 为2.83%~4.16%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 为4.5~5.7,显著富Na,类似洋中脊玄武岩, $\text{Mg}^{\#}$ 为0.64~0.71,SI为33~36,表明其结晶分异微弱。辉绿岩与玄武岩相比,辉绿岩的 SiO_2 、 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 、 MgO 偏低,而 P_2O_5 、 K_2O 偏高,这一方面反映了辉绿岩比玄武岩更强的结晶分异,另一方面可能暗示玄武岩的来源深度大于辉绿岩。在 SiO_2 - $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 图解中(Hyndman, 1985),辉绿岩位于碱性区但靠近分界线,而玄武岩位于亚碱性区(图略)。在 SiO_2 - Zr/TiO_2 及 Nb/Y - Zr/TiO_2 分类图解中(Winchester *et al.*, 1977),辉绿岩位于亚碱性与碱性玄武岩分界区,而玄武岩位于亚碱性区(图3)。辉绿岩的 Nb/Y (0.58~0.67, 3004yh-4号为1.58)值比玄武岩 Nb/Y (0.48~0.52)值高,表明辉绿岩的大陆板内特征比玄武岩更加显著(李献华等, 1999)。

表1 新元古代辉绿岩、玄武岩岩石化学成分

Table 1 Chemical composition of the Neoproterozoic diabase and basalt in Western kunlun

样号	岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	LOI	SI	$\text{Mg}^{\#}$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$
3004yh-1	辉绿岩	46.67	2.00	16.62	2.74	8.23	6.65	6.01	1.72	2.55	0.19	0.47	4.72	28	0.57	1.48
3004yh-2	辉绿岩	49.19	1.85	17.08	2.62	8.01	7.34	5.06	1.7	2.54	0.16	0.43	3.29	25	0.53	1.49
3004yh-3	辉绿岩	48.9	1.57	16.04	2.61	7.85	6.47	5.72	1.56	2.6	0.18	0.4	4.96	28	0.56	1.67
3004yh-4	辉绿岩	47.97	1.75	16.33	1.57	8.6	6.85	6.9	1.59	2.55	0.16	0.24	4.8	32	0.59	1.60
3004yh-5	辉绿岩	45.31	1.65	15.16	2.11	7.9	7.56	5.14	1.43	2.35	0.18	0.4	9.6	27	0.54	1.64
3004yh-6	辉绿岩	47.44	1.75	18.08	2.46	7.8	6.78	5.13	1.8	2.5	0.18	0.23	5.52	26	0.54	1.39
3010yh-1	玄武岩	51.29	1.25	17.5	2.8	6.34	8.92	6.44	0.43	2.44	0.09	0.17	2.92	35	0.64	5.67
3010yh-2	玄武岩	48.94	1.62	21.87	2.51	6.02	6.53	6.63	0.84	3.08	0.14	0.28	0.95	35	0.66	3.67
3010yh-3	玄武岩	52.8	1.45	17.2	2.43	5.98	7.93	6.25	0.52	2.31	0.09	0.27	1.5	36	0.65	4.44
3010yh-4	玄武岩	52.53	1.40	18.66	2.98	4.9	6.67	6.76	0.73	3.14	0.12	0.31	1.2	37	0.71	4.30
3010yh-5	玄武岩	51.74	1.30	15.45	3.63	5.65	6.97	6.52	0.59	3.39	0.13	0.17	3.97	33	0.67	5.74
3010yh-6	玄武岩	51.88	1.12	17.5	3.22	4.95	6.26	7.08	0.76	3.4	0.12	0.31	2.97	36	0.72	4.47

* 样品由中国科学院地球化学研究所(贵阳)李荪蓉采用XRF分析

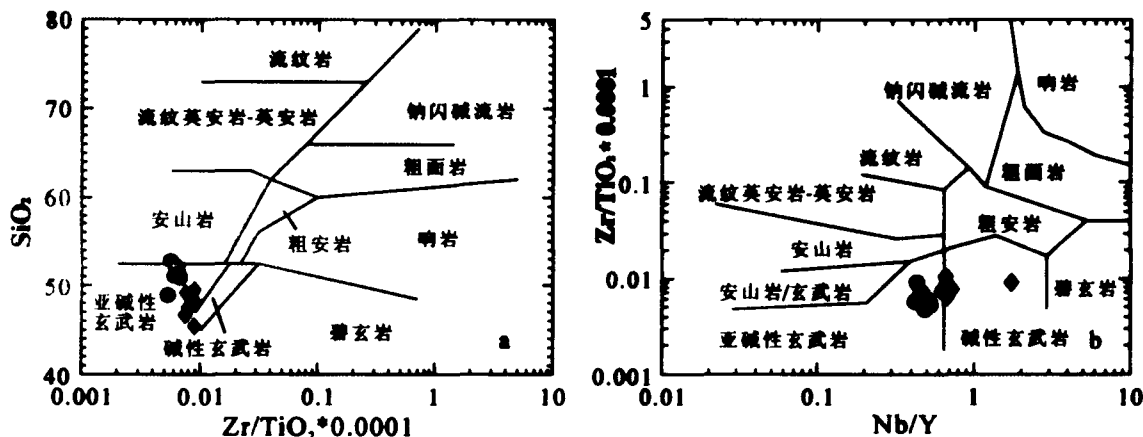


图3 新元古代基性岩 SiO₂-Zr/TiO₂及 Nb/Y- Zr/TiO₂分类图解 (说明:黑色菱形方块为辉绿岩,黑圆圈为玄武岩)
 Fig.3 SiO₂-Zr/TiO₂ and Nb/Y- Zr/TiO₂ classification diagram of the diabase and basalt (the black diamond shows diabase and the black circle shows basalt)

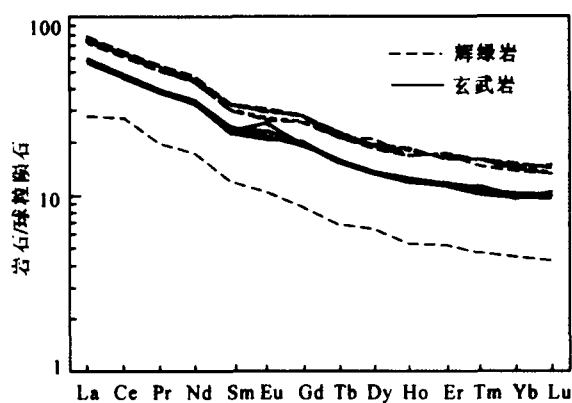


图4 新元古代辉绿岩、玄武岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式
 Fig.4 REE spider diagram normalized by C1-chondrite of the Neo-Proterozoic diabase and basalt

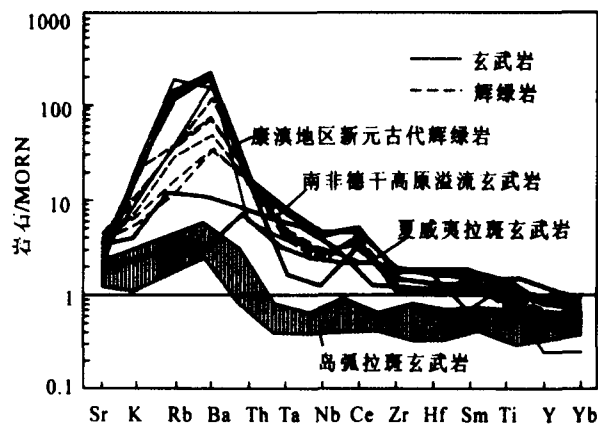


图5 新元古代辉绿岩、玄武岩微量元素 N-MORB 标准化蛛网图
 Fig.5 N-MORB normalized spider diagram of the Neo-Proterozoic diabase and basalt

3.2 稀土元素

玄武岩和辉绿岩稀土含量见表2。两类岩石的配分模式均为右倾平滑曲线(图4),与大陆板内玄武岩一致。辉绿岩中除3004yh-4号样出现极低的ΣREE(41.36μg/g)外,其余样品的ΣREE为104~110μg/g,(La/Yb)_N为5.71~6.12,轻重稀土有微弱分异,δEu为0.97~1.00,没有Eu异常,由于(La/Sm)_N值(2.3~2.5)及La的含量(17.28~18.58μg/g)稳定,显示地幔平衡部分熔融的特征(汪云亮等,2001)。玄武岩稀土总量非常稳定,ΣREE为77.84~82.26×10⁻⁶,总体上略高于大洋拉斑玄武岩但低于辉绿岩,δEu为0.96~1.20,4个样品几乎没有Eu异常,仅3010yh-2,3出现微弱的Eu正异常,可能和斜长石的堆晶作用有关。(La/Yb)_N

3.3 微量元素

在微量元素方面(表2),(1)辉绿岩:除3004yh-4号样与其他样品差异外,其余样品的微量元素变化很小,LILE(K,Ba,Rb)相对MORB高出数十倍,与板内玄武岩一致。岩石的Cr=78.8~110μg/g(<200μg/g),表明岩浆早期有橄榄石的结晶分异作用(汪云亮等,2001),相应的HFSE比值中,Zr/Nb=8.58~13.29,低于原始地幔平均值(14.8),表明岩浆来自某种过渡型或富集的地幔(EMI型)源区,Ti/V=31.7~69.0,Th/Ta=1.45~1.95,Zr/Hf=37.46~40.69,Ce/Pb=4.47~6.05,Nb/Ta=15.6~16(除3004yh-4号样为

为4.99~6.29,表现出轻稀土富集。应用La/Sm对La图判别(图略),显示明显的结晶分异特征。

表2 西昆仑新元古代辉绿岩、玄武岩稀土及微量元素分析结果表

Table 2 REE and TE composition of the Neo-Proterozoic diabase and basalt in Western Kunlun

	3010						3004					
	yh-1	yh-2	yh-3	yh-4	yh-4	yh-6	yh-1	yh-2	yh-3	yh-4	yh-5	yh-6
La	13.84	13.81	13.98	13.86	13.46	13.34	17.85	18.11	17.28	6.61	18.58	17.58
Ce	29.21	29.05	28.82	29.15	28.42	27.94	38.65	38.88	36.93	16.62	39.44	37.69
Pr	3.74	3.71	3.70	3.72	3.67	3.63	5.08	5.04	4.82	1.88	5.14	4.88
Nd	15.31	15.85	17.74	15.76	15.77	15.29	21.49	21.31	20.78	8.05	22.11	20.92
Sm	3.48	3.29	3.54	3.70	3.70	3.44	5.03	5.00	4.90	1.81	5.05	4.53
Eu	1.33	1.30	1.49	1.26	1.23	1.19	1.77	1.78	1.70	0.60	1.72	1.56
Gd	3.93	3.92	4.06	4.01	3.91	4.16	5.79	5.82	5.52	1.76	5.76	5.31
Tb	0.58	0.57	0.56	0.59	0.59	0.58	0.79	0.84	0.81	0.25	0.85	0.81
Dy	3.28	3.51	3.47	3.40	3.39	3.47	5.21	4.71	4.89	1.64	5.01	4.66
Ho	0.69	0.65	0.70	0.69	0.67	0.71	0.94	1.04	1.00	0.30	0.99	0.91
Er	1.86	1.97	1.92	1.84	1.97	1.95	2.86	2.67	2.83	0.86	2.63	2.58
Tm	0.25	0.26	0.28	0.30	0.28	0.27	0.40	0.40	0.37	0.12	0.40	0.40
Yb	1.62	1.68	1.75	1.74	1.69	1.61	2.57	2.44	2.35	0.75	2.47	2.40
Lu	0.24	0.27	0.25	0.25	0.26	0.26	0.37	0.38	0.33	0.11	0.34	0.34
δEu	1.09	1.1	1.2	0.99	0.98	0.96	1	1.01	1	1.02	0.97	0.97
ΣREE	79.36	79.84	82.26	80.27	79.01	77.84	108.4	104.5	41.4	110.5	104.6	79.36
(La/Yb) _N	6.12	5.88	5.72	5.70	5.71	5.93	5.32	5.28	6.29	5.39	5.25	6.12
Sr	271.6	370.5	252.2	294.1	387.6	337.6	239.7	292.8	260.7	176.8	181.9	211.9
Rb	6.86	21.43	9.30	18.70	15.83	20.42	82.52	73.94	67.43	21.14	63.26	103.3
Ba	216.9	736.2	218.3	296.9	462.8	455.6	1105	1418	1355	996.4	1271	961.9
Th	1.75	1.82	1.89	1.84	1.87	1.88	2.03	1.96	1.90	0.72	1.87	1.81
U	0.62	0.59	0.58	0.57	0.59	0.56	0.70	0.75	0.73	0.70	0.67	0.71
Ta	0.53	0.57	0.53	0.54	0.56	0.54	1.08	1.01	0.99	0.50	1.05	1.00
Nb	8.41	8.85	8.93	8.67	8.61	8.46	17.11	16.09	15.71	11.05	16.34	15.93
Zr	82.27	84.04	83.98	83.71	83.15	81.77	147.7	142.4	136.6	146.9	142.6	136.9
Hf	2.18	2.27	2.22	2.25	2.27	2.19	3.87	3.80	3.54	3.61	3.72	3.38
Y	17.26	17.85	17.03	18.08	17.40	17.59	25.37	25.90	24.42	6.98	24.85	23.89
Sc	33.18	33.56	33.45	34.13	32.12	32.84	32.65	33.22	31.05	20.66	30.61	31.18
Cr	122.1	145.0	124.4	115.0	120.3	120.4	107.5	100.9	90.1	78.8	98.1	110.0
V	273.6	294.9	296.8	152	270.9	258	253.8	274.9	255.3	273.6	261.7	259.8
Pb	8.636	7.665	6.1	3.57	8.36	6.28	5.51	4.87	4.02	7.62	5.5	5.08
Nb/Ta	15.9	15.5	16.9	16.1	15.4	15.7	15.8	15.9	15.9	22.10	15.6	15.9
Zr/Hf	37.7	37.0	37.8	37.2	36.6	37.3	38.2	37.5	38.6	40.7	38.3	40.5

* 稀土及微量元素由中国科学院地球化学研究所冯家毅、王亚平采用 ICP-MS 分析

22.3), 这些比值相对比较稳定, 与大多数大陆板内拉斑-碱性玄武岩相似; (2) 玄武岩: 各样品之间微量元素的含量变化小, LILE 中 Sr、Rb、Ba 相对 N-MORB 高出数十倍, Cr 的含量为 115 ~ 145 μg/g, 表明早期有橄榄石结晶分异, Zr/Nb = 9.4 ~ 9.8, 低于原始地幔平均值, 更低于亏损地幔源区的玄武岩, 这表明岩浆来自某种过渡型地幔或富集地幔源区, Ti/V 值为 25.8 ~ 35.3, 与洋脊玄武岩一致(界于 20 ~ 50 之间, Shevais, 1982)。Nb/U 为 13.6 ~ 15.5, Nb 的含量为 8.4 ~ 8.9 μg/g, Ce/Pb 为 3.8 ~ 7.2, Ce 含量为 27.9 ~ 29.2 μg/g, 这些比值及相应的 Ce、Nb 含量, 表明火山岩形成于大陆板内环境(Hoffman, 1986)。应用 Nb、P、Zr、Ti、Y 等五个元素, 以 Nb = 0.62 μg/g 为标准进行作图(图略), 玄武岩与辉绿岩

的曲线排列方式一致, 为负斜率倾斜, 表明岩浆来自富集地幔源区(Breitkopf J, 1989)。在 N-MORB 标准化图解上(图5), 玄武岩及辉绿岩总体显示“隆起”特征, 即 Rb、Ba、Th、K 等大离子亲石元素(LILE)富集, 出现 Ba、Ce“峰”, 另外玄武岩比辉绿岩有更明显的 Nb 亏损, 表明玄武岩受陆壳混染更加强烈(Li Xianhua *et al.*, 1998)。对比岛弧区拉斑玄武岩、南非德干高原溢流玄武岩及夏威夷拉斑玄武岩(图5), 研究区的辉绿岩和玄武岩显示与地幔柱有关。与康滇地区新元古代辉绿岩相比, Nb、Ta 的亏损程度远远低于康滇地区的辉绿岩, 表明受陆壳混染的程度低(Li ZX *et al.*, 2003; 以及其中的文献)。

表3 壳幔源区与塔里木西南基性岩不相容元素比值特征

Table 3 Selected incompatible trace elemental ratios for mantle and crustal reservoirs compared with the diabase and basalt in Southwest of Tarim.

比值	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
原始地幔	14.8	0.94	9.0	0.117	0.125	9.6
N-MORB	30	1.07	4.3	0.07	0.07	4.0
大陆地壳	16.2	2.2	54	0.44	0.20	25
HIMU OIB	27~5.5	0.64~0.82	4.7~6.9	0.07~0.12	10~0.16	6.2~9.36
EMI OIB	3.5~13.1	0.78~1.32	9.1~23.4	0.09~0.13	0.09~0.15	11.3~19.1
EMII OIB	4.4~7.8	0.79~1.19	6.4~13.4	0.10~0.17	0.11~0.18	7.3~13.5
新元古代辉绿岩	8.6~13.3	0.59~1.19	64~90	0.07~0.12	0.10~0.11	61~150
新元古代玄武岩	9.4~9.7	1.56~1.64	24~83	0.20~0.22	0.12~0.14	15.6~53.1

N-MORB. 亏损洋中脊玄武岩; HIMU OIB. 高 μ 型洋岛玄武岩; EMI OIB. I型富集地幔洋岛玄武岩; EMI OIB. II型富集地幔洋岛玄武岩(据 Weaver B L, 1991; Hart J R, 1992)。

表3列出了代表性的壳幔源区及本区辉绿岩与玄武岩不相容元素的比值(Weaver B L, 1991; Hart J R, 1992), 辉绿岩及玄武岩的Ba/La, Ba/Nb值出现异常高, 另外La/Nb也较高, 这可能与大陆地壳的混染有关(尤其是碳酸盐岩)。其他比值基本与EMI(OIB)相当。EMI型地幔有可能是富水流体对亏损地幔交代形成, 但从岩石低的 K_2O/TiO_2 、Ce/Y比值分析, 其源区并没有受到富水流体的交代(Hawkesworth C J *et al.*, 1984), 这表明与俯冲带无关。

由于Zr、Ti、Nb、Y等微量元素在熔体及残留相中含量的比值稳定, 因此是火山岩构造环境判别的重要元素。在Zr-Ti及Zr-Ti/100-Y \times 3图解中(Pearce, 1973), 所有样品均位于板内玄武岩区(图6A、B), 这一结果与基性岩的稀土、微量元素配分模式是完全一致的。在Ta/Hf-Th/Hf(图7A)及Nb/Zr-Th/Zr(图7B)(汪云亮等, 2001; 孙书勤等, 2003), 辉绿岩及玄武岩基本位于大陆板内拉张环境, 在图7A中, 辉绿岩紧靠板内玄武岩与地幔热柱玄武岩区的交界, 考虑到岩浆的结晶分异作用及陆壳的混染, 其原始岩浆成分可能更加接近地幔热柱玄武岩区(陆壳混染使Zr、Hf含量增加)。综合微量元素特征, 表明新元古代基性岩的岩浆来自拉张环境的大陆板内过渡性地幔或富集地幔源区。

3.4 Sm-Nd 同位素

6个样品的Sm-Nd同位素组成见表4。辉绿岩4个样品的 $\epsilon_{Nd}(0) = -3.2 \sim -4.3$, $T_{DM} = 1.3 \sim 1.6$ Ga, 由于目前尚没有获得辉绿岩和玄武岩的准确年龄, 但对比华南及世界其他地区新元古代岩浆活动的资料(Li Z X *et al.*, 2003及其中的引文), 以0.8 Ga作为辉绿岩和玄武岩大致的成岩年龄来计算相关的参数(计算方法见李献华, 1996), 其偏差不会很远。据此得出辉绿岩 $\epsilon_{Nd}(0) = -3.2 \sim -4.3$, $\epsilon_{Nd}(0.8Ga) = 1.17 \sim 2.90$, $T_{DM} = 1.3 \sim 1.6$ Ga; 玄武岩 $\epsilon_{Nd}(0)$ 在-10左右, $\epsilon_{Nd}(0.8Ga)$ 为-2.9~-4.5, T_{DM} 分别为1.8 Ga、2.0 Ga。这些信息表明:(1)以现代亏损地幔的 $\epsilon_{Nd}(0) = +10$ 计算, 0.8 Ga时的亏损地幔 ϵ_{Nd} 值约为+7.8, 由于辉绿岩和玄武岩的Nd同位素组成可能受到被交代的亏损地幔和陆壳的双重制约(Li Xianhua *et al.*, 1998), 这可以从岩石的 T_{DM} 和 $\epsilon_{Nd}(0.8Ga)$ 得到证明;(2)辉绿岩和玄武岩的Nd同位素组成表现出显著差异, 地层学证据表明它们是两个岩浆活动旋回的产物, 因此推测它们的源区性质有重大差异。

表4 新元古代辉绿岩及玄武岩Sm-Nd同位素组成

Table 4 Sm-Nd isotope composition of the Neoproterozoic diabase and basalt

样号	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$f_{Sm/Nd}$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(0.8Ga)$	$T_{DM}(Ga)$
3004yh-1	5.032	21.498	0.14239	0.512423	-0.29	-4.2	1.36	1.5
3004yh-2	5.001	21.313	0.142734	0.512443	-0.27	-3.8	1.72	1.5
3004yh-3	4.901	20.781	0.14346	0.512419	-0.27	-4.3	1.17	1.6
3004yh-4	1.81	8.052	0.13674	0.512472	-0.31	-3.2	2.90	1.3
3010yh-1	3.48	15.31	0.1382	0.512101	0.30	-10.4	-4.49	2.0
3010yh-2	3.29	15.85	0.12637	0.512118	0.34	-10.1	-2.95	1.8

* 样品由中国科学院地质与地球物理研究所储著银博士协助测试

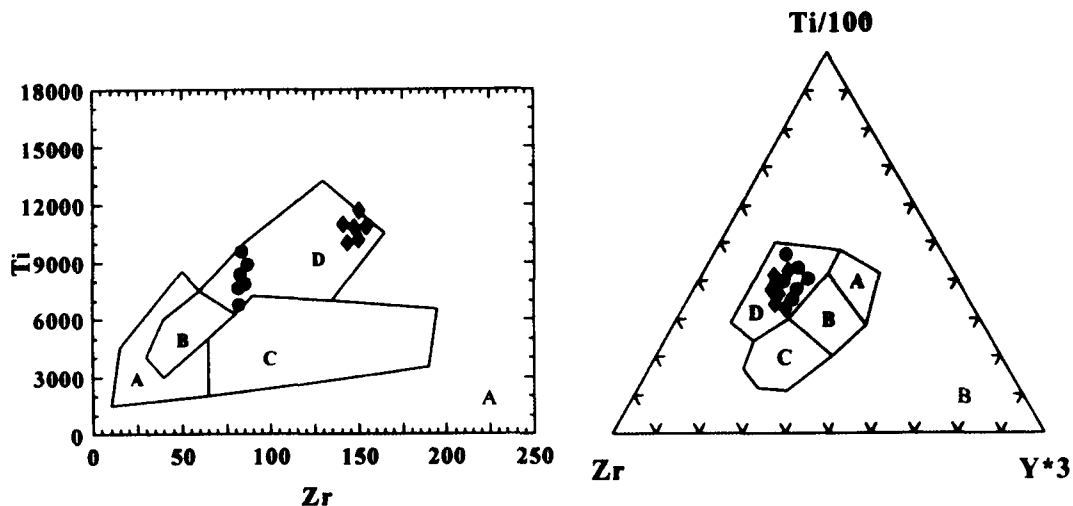


图6 玄武岩 Zr-Ti (A) 及 Zr-Ti/100-Y × 3 (B) 构造环境判别图解 (图例同图 3)

A: 火山弧玄武岩; B: 洋中脊及火山弧玄武岩; C: 洋中脊玄武岩; D: 板内玄武岩

Fig. 6 Zr-Ti (A) and Zr-Ti/100-Y × 3 (B) tectonic setting discrimination diagram of the Neo-Proterozoic basalt (legends same with Fig. 3).

A-volcanic-arc basalt, B-oceanic ridge and volcanic-arc basalt, C-oceanic-ridge basalt, D-Within-plate basalt

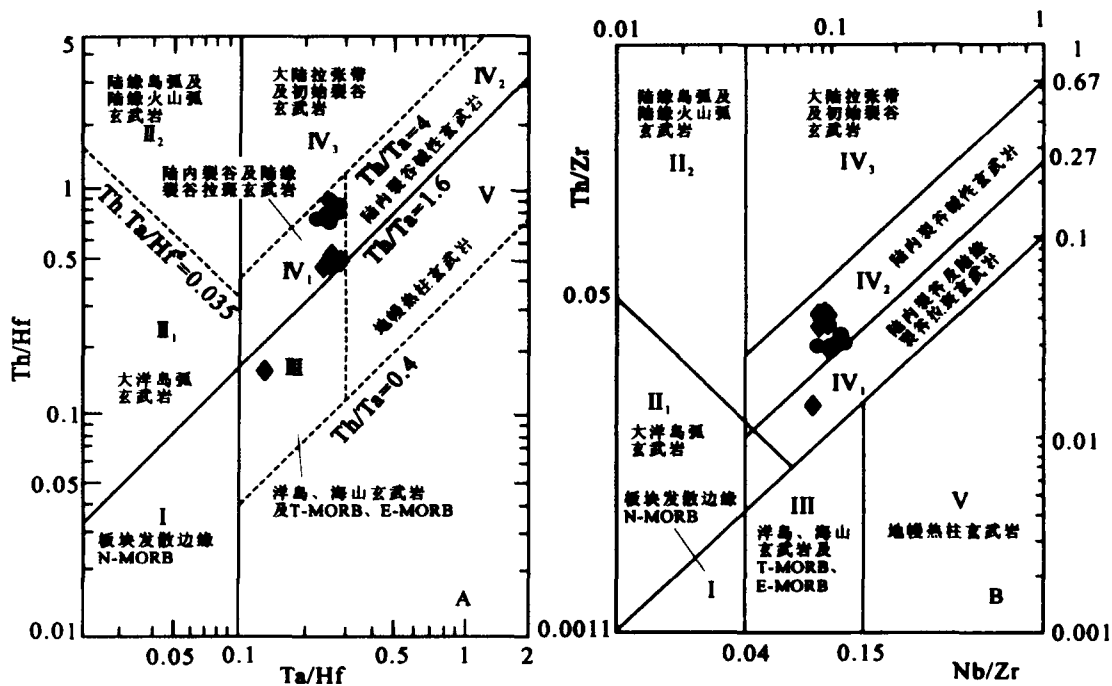


图7 新元古代辉绿岩、玄武岩 Ta/Hf-Th/Hf (A) 及 Nb/Zr-Th/Zr (B) 构造环境判别图

(据汪云亮等, 2001; 孙书勤等, 2003. 图例同图 3)

Fig. 7 Ta/Hf-Th/Hf (A) and Nb/Zr-Th/Zr (B) tectonic setting identification of the Neo-Proterozoic diabase and basalt (after Wang et al., 2001; Sun et al., 2003, legends same with Fig. 3)

表5 西昆仑新元古代辉绿岩古地磁测试参数表

Table 5 Paleo-geomagnetism parameters of the Neoproterozoic diabase in Western Kunlun

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
D1	12.80	17.50	88.30	18.81	13.60	-59.60	23.80	14.90	32.50	26.00	25.10	24.40
I1	55.30	58.50	55.80	62.80	59.30	27.60	37.80	42.30	38.90	41.20	48.30	47.00
D2	12.80	17.50	88.30	18.80	13.60	-59.60	23.80	14.90	32.50	26.00	25.10	24.40
I2	55.30	58.50	55.80	62.80	59.30	27.60	37.80	42.30	38.90	41.20	48.30 <td 47.00	

* 样品由南京地质矿产研究所王润华测试

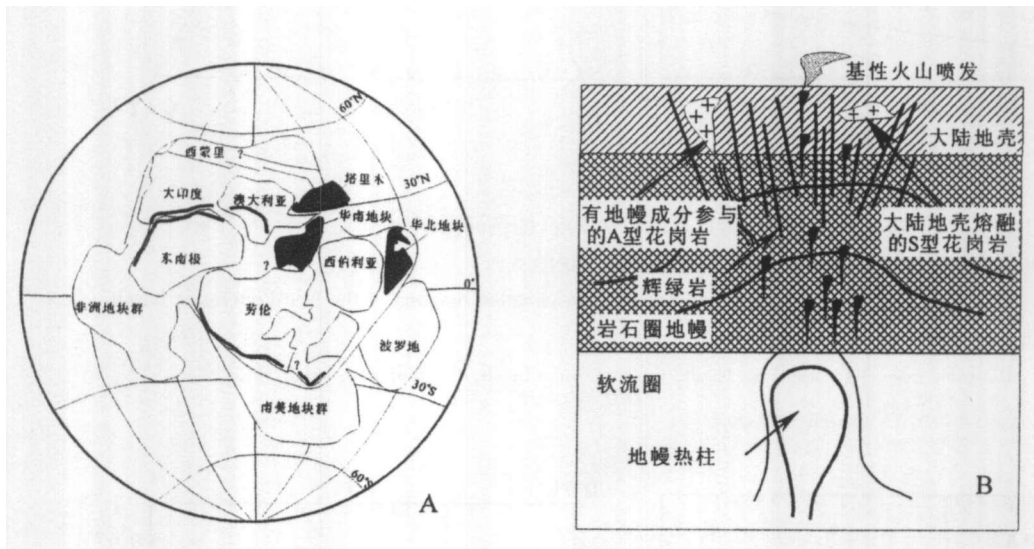


图8 塔里木地块在 Rodinia 超大陆中的位置(A)及新元古代超大陆裂解的模式(B)

Fig. 8 Location of Tarim in Rodinia (A) and the breakup model of the super-continent (B)

4 结论: Rodinia 超大陆裂解事件的证据

上述分析表明,西昆仑新元古代辉绿岩及南华系底部的玄武岩代表了一次重要的岩浆活动。岩石学、地层学、地球化学特征显示玄武岩岩浆来显示 EMI 型地幔源区特征,为典型的板内玄武岩。在以往的研究中,我们以可靠的资料证实西昆仑存在 Grenvillian 期的板块俯冲碰撞造山事件 (Zhang C L *et al.*, 2003c), 这证明古塔里木板块曾经是 Rodinia 超大陆的一员,我们对 12 个辉绿岩样品做的古地磁测试表明(表 5),其平均磁偏角 $D = 18.61^\circ$, 平均磁倾角 $I = 52.21^\circ$, 古纬度 $= 32.81^\circ$, 虚地磁极: 纬度 $= 74.06^\circ$, 经度 $= 178.83^\circ$, 尽管测试的样品有限,但给出的信息表明古塔里木在新元古代时期与华南、澳大利亚是相邻的块体(图 8a)。

陆松年(1998, 2001)在研究中国超大陆事件中提出的构造事件群概念,很好地把岩石学、构造学、同位素年代学及岩石地球化学的表征结合起来,综合论述大区域的构造事件

发生的时间、背景。笔者认为,在西昆仑存在这样的一组构造事件,即新元古代幔源 A 型片麻状花岗岩、来自过渡型~富集型地幔的辉绿岩岩墙群(侵入青白口系而被南华系“截顶”超覆)、青白口系与南华系之间的区域性不整合面以及本文涉及的新元古代板内基性火山岩喷发等,构成了西昆仑新元古代大陆裂解事件群。依据 A 型花岗岩年龄,推测裂解开始于 815Ma 左右。在这组构造事件群中,大规模的岩浆活动是其显著特点。初步获得的古地磁表明塔里木在新元古代时期与华南、澳大利亚是相邻块体,另据 Li X H *et al.* (2003)、Li Z X *et al.* (1999, 2003) 等研究,华南与澳大利亚新元古代超大陆裂解是地幔柱作用引起,地幔柱中心位于华南,且地幔柱活动具有两期脉动,分别为 ca. 800~820Ma、ca. 750~780Ma。

本文依据

(1) 新元古代辉绿岩被南华系“截顶”超覆(图 1、图 2a), 表明在新元古代曾经发生显著的地壳隆起(doming), 这与拆沉作用(delamination) 及造山后“塌垮”(collapse) 在构造上的表现是不同的;

(2) 密集发育的辉绿岩岩墙及南华系底部的玄武岩来自EMI型软流圈地幔源区;

(3) 来自地幔源区的新元古代A型片麻状花岗岩表明新元古代有地幔物质的上涌(另文论述);

(4) 新元古代A型片麻状花岗岩以及古元古代变质表壳岩系中0.8Ga的锆石SHRIMP年龄记录表明新元古代地壳可能发生部分熔融, 这表明新元古代存在大量的热流, 这样的热流不是拆沉作用所能提供的(Li X H *et al.*, 2003)。

笔者推测西昆仑地区新元古代岩浆活动与华南地区这一时期的岩浆活动是受同一地幔柱控制(图8b), 另外本区的辉绿岩和玄武岩在形成时间上的差异, 初步推测可能和华南地区两次重要的地幔柱脉动相吻合, 这有待今后的年代学资料进一步证明。

致谢 陆松年研究员长期关心作者在西昆仑地区的研究工作, 并及时提出工作建议, 在此深表感谢, 另外对匿名审稿人细致的审阅和指导性修改意见, 在此一并致谢!

References

- Breitkopf J. 1989. Geochemical evidence for magma source heterogeneity and activity of a mantle plume during advanced rifting in the Southern Damara orogen, Namibia. *Lithos*, 23: 115 - 122
- Ding Dao Gui, Wang Dao Xuan, Liu Wei Xin. 1996. The Western Kunlun orogenic belt and basin. Beijing: Geological Publishing House, 72 - 105 (in Chinese with English abstract)
- Gao Zhenjia, Wang Wuyan, Peng Changwen, Li Yongan and Xiao Bing. 1985. The Sinian system of Xinjiang. Urumqi: Xinjiang People Publishing House. 85 - 93 (in Chinese with English abstract)
- Guo Kunyi, Zhang Chuanlin, Zhao Yu and Dong Yongguan. 2002. Geochemistry of Meso- and Neoproterozoic intra-oceanic arc volcanic rocks in the eastern segment of the Western Kunlun orogenic belt. *Geology in China*. 29(2): 161 - 165 (in Chinese with English abstract).
- Hawkesworth C J, Rogers N, van Calsteren P *et al.* 1984. Mantle enrichment processes. *Nature*, 311: 331 - 335
- Hart S R, Hauri E H, Oschmann L A. 1992. Mantle plume and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256: 517 - 520
- Hyndman D W P. 1985. *Petrology of Igneous and metamorphic rocks*. McGraw-Hill, New York, 135 - 141
- Hoffman A W. 1986. Nd and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett.*, 79: 33 - 45
- Jiang Yaohui, Rui Xingjian, He Jurui, Guo Kunyi and Yang Wanzhi. 1999. Tectonic type of Caledonian granitoids and tectonic significance in the West Kunlun Mts. *Acta Petrologica Sinica*. 15(1): 105 - 115 (in Chinese with English abstract)
- Winchester J A and Floyd PA. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(3): 325 - 343
- Li Xianhua. 1996. Application and limitation of the Sm-Nd model age and isochrone age. *Scientia Geologica Sinica*, 31(1): 97 - 104 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua, Lee Chiyu, Liu Ying, Chen Duofu, Wang Yixian and Zhao Zhenhua. 1999. Geochemistry characteristics of the Paleoproterozoic meta-volcanics in the Cathaysia block and its tectonic significance. *Acta Petrologica Sinica*, 15(3): 364 - 371 (in Chinese with English abstract)
- Li Xianhua and McCulloch M T. 1998. Geochemical characteristics of Cretaceous mafic dikes from Northern Guangdong, SE China: age, origin and tectonic significance. *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia geodynamics*, 27: 405 - 419
- Li Xianhua, Li Zhengxiang, Ge Wenchun, Zhou Hanwen, Li Wuxian, Liu Ying, Wingate MTD. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precamb. Res.*, 45 - 83
- Li Zhengxiang, Li Xianhua, Kinny P D and Wang Jian. 1999. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173: 171 - 181
- Li Zhengxiang, Li Xianhua, Kinny P D, Wang Jian, Zhang Shihong, Zhou Hanwen. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precamb. Res.*, 122: 85 - 109
- Lu Songnian, Li Huaikun and Yu Haifeng. 2001. Geological events, events sequence and event group. *Geology Review*, 47(5): 521 - 526 (in Chinese with English abstract).
- Lu Songnian. 1998. A review of advance in the research on the Neoproterozoic Rodinia Supercontinent. *Geological Review*. 44(5): 489 - 495 (in Chinese with English abstract).
- Lu Songnian. 2002. Discussion on the several problems concerning the Neoproterozoic division in China. *Geological Review*. 48(3): 242 - 248 (in Chinese with English abstract)
- Ma Shipeng, Wang Yuzhen and Fang Xilian. 1989. The sinian at north slope western Kunlun Mountains. *Xinjiang Geology*. (7): 68 - 79 (in Chinese with English abstract)
- Miao Changquan. 1993. Precambrian system and stromatolites in the Kunlun Mountains and Altun Mountains. Wulumuqi: Xinjiang Science Technology and Hygiene Publishing House. 23 - 78 (in Chinese with English abstract).
- Pan Yusheng and Wang Yi. 1994. Tectonic evolution along the geotraverse from Yecheng to Shiquanhe. *Acta Geologica Sinica*. 68(4): 295 - 307 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12: 290 - 300
- Shevats J W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 101 - 118
- Sun Shuqin, Wang Yunliang and Zhang Chengjiang. 2003. Discrimination of the tectonic setting of basalts by Th, Nb and Zr. *Geological Review*. 49(1): 40 - 47 (in Chinese with English abstract)
- Wang Yunliang, Zhang Chengjiang and Xiu Shuzhi. 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. *Acta Petrologica Sinica*. 17(3): 413 - 421 (in Chinese with English abstract)
- Wang Aiguo, Zhang Chuanlin, Guo Kunyi. 2004. Depositional Types and its Tectonic Significance of Lower Member of Nanhuan System in North Margin of Western Kunlun. *Journal of Stratigraphy*, (in press)

- 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
- Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources. 1999. Stratigraphy of Xinjiang Uygur Autonomous Region. Wuhan: Chinese Earth Science University Publishing House, 143 - 171 (in Chinese with English abstract)
- Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources. 1993. Regional Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House, 22 - 31 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Chuanlin, Zhao Yu and Guo Kunyi. 2003a. Isotopic age evidence of Grenville orogeny in north of Qinghai-Tibet Plateau got for the first time. *Scientia Geologica Sinica*, 38(4): 535 - 538 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Chuanlin, Shen Jialin, Zhao Yu and Dong Yongguan. 2003b. Zircon SHRIMP age of the Neo-Proterozoic gneissoid granite in Western Kunlun and its significance. *Geological Review*, 49(3): 239 - 244 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Chuanlin, Dong Yongguan, Zhao Yu *et al.* 2003c. Geochemistry of Meso-Proterozoic volcanites in Western Kunlun; evidence for the plate tectonic evolution. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 237 - 245
- 附中文参考文献**
- 丁道贵,王道轩,刘伟新. 1996. 西昆仑造山带与盆地. 北京:地质出版社, 72 - 105
- 高振家,王务严,李昌文,李永安,肖兵. 1985. 新疆震旦系. 乌鲁木齐:新疆人民出版社, 85 - 93
- 郭坤一,张传林,赵宇. 2002. 西昆仑东段北缘中元古代岛弧火山岩地球化学特征. *中国地质*, 29(2): 161 - 165
- 姜耀辉,芮行健,贺菊瑞,郭坤一,杨万志. 1999. 西昆仑加里东期花岗岩类构造的类型及其大地构造意义. *岩石学报*, 15(1): 105 - 115
- 李献华,李奇嶠,刘颖,陈多福,王一先,赵振华. 1999. 华夏古陆古元古代变质火山岩的地球化学特征及其构造意义. *岩石学报*, 15(3): 364 - 371
- 李献华. 1996. Sm-Nd 模式年龄和等时线年龄的适用性与局限性. *地质科学*, 31(1): 97 - 103
- 陆松年. 1998. 新元古时期 Rodinia 超大陆研究进展述评. *地质论评*, 44(5): 489 - 495
- 陆松年,李怀坤,于海锋. 2001. 地质事件、序列和事件群. *地质论评*, 47(5): 521 - 526
- 陆松年. 2002. 关于中国新元古界划分几个问题的讨论. *地质论评*, 48(3): 242 - 248
- 马世鹏,汪玉珍,方锡康. 1989. 西昆仑山北坡的震旦系. *新疆地质*, 7(10): 68 - 79
- 缪长泉. 1993. 新疆昆仑山和阿尔金山前寒武系及叠层石. 乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社, 23 - 78
- 潘裕生,王毅. 1994. 青藏高原叶城-狮泉河路线地质特征及区域构造演化. *地质学报*, 86(4): 295 - 307
- 孙书勤,汪云亮,张成江. 2003. 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th、Nb、Zr 判别. *地质论评*, 49(1): 40 - 47
- 汪云亮,张成江,修淑芝. 2001. 玄武岩形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别. *岩石学报*, 17(3): 413 - 421
- 王爱国,张传林,郭坤一. 2004. 西昆仑北缘南华纪早期沉积作用及其构造意义. *地层学杂志*, (待刊)
- 新疆地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京:地质出版社, 22 - 31
- 新疆地质矿产局. 1999. 新疆维吾尔自治区岩石地层. 武汉:中国地质大学出版社, 143 - 170
- 张传林,赵宇,郭坤一. 2003a. 青藏高原北缘首次获得格林威尔期造山事件同位素年龄值. *地质科学*, 38(4): 535 - 538
- 张传林,沈加林,赵宇,董永观. 2003b. 西昆仑北带新元古代片麻状花岗岩锆石 SHRIMP 年龄及其构造意义. *地质论评*, 49(3): 239 - 244