

新疆塔里木板块西部瓦吉里塔格地区二叠纪超镁铁岩的岩石成因与岩浆源区*

姜常义¹ 张蓬勃² 卢登荣¹ 白开寅¹

JIANG ChangYi, ZHANG PengBo, LU DengRong and BAI KaiYin

1. 长安大学造山带成矿研究所, 西安 710054

2. 西安石油大学, 西安 710065

1. Orogenic Zone Minerogenete Institute, Chang'an University, Xi'an 710054, China

2. Xi'an Shiyou University, Xi'an 710065, China

2004-03-02 收稿, 2004-10-12 改回.

Jiang CY, Zhang PB, Lu DR and Bai KY. 2004. Petrogenesis and magma source of the ultramafic rocks at Wajilitag region, western Tarim Plate in Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 20(6):1433-1444

Abstract Six diatreme breccia pipes and 32 dikes, which occurred in late Permian epoch, were found by predecessors in the Wajilitag region located in the western Tarim plate. The dikes belong to ultra-hypabyssal phase of subvolcano phase. The diatreme breccia pipes belong to volcanic crater phase and volcanic conduit phase, and consist of breccias and binding material. The breccias are mainly slithers (dunite, peridotite, olivine pyroxenite, pyroxenite, *et al.*) and crystal debris (olivine, clinopyroxenes and phlogolite), which are mainly comprised of early cumulative phases. While all binding material are volcanic lava, main petrological types are meimechite and picrite. The MgO content of primary magma determined by petrochemical compositions and Ni abundances is 18.78%; on the other hand, by Fo molecular of liquidus olivine is 18.8%. Their average CaO/Al₂O₃ is 3.9, and average Al₂O₃/TiO₂ is 2.6. All of ultramafic rocks are enriched in LREE, LILE and Nb, Ta, but HREE are depleted, and show negative Zr and Hf abnormality. The differences of Σ REE and (La/Yb)_N between breccias and binding materials reflect cumulation effects of olivines and clinopyroxenes. According to research results of experimental petrology, they should be generated from a high degree partial melting in the majozite stability field with depths ranging from 450km to 650km. Their accessory mineral assemblage shows extreme complication, among them, the crystallization depth of corindon should surpass 575km. $\epsilon_{Nd}(t)$ of these rocks varies from +3.3 to +5.4, $\epsilon_{Sr}(t) = -4.27 \sim -10.78$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.47 \sim 22.78$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.52 \sim 15.90$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.45 \sim 39.62$. Nd, Sr and Pb isotopic compositions are identical to or similar to some ocean island basalts and mantle plume constituent. It is proved by various research results that these ultramafic rocks were possibly derived from D' layer which lay above core-mantle boundary. This source region shows a long time-integrated depletion and therefore, the inferred enrichment event in the mantle sources must have taken place relatively shortly prior to melt segregation.

Key words Ultramafic rocks, Petrology, Mineralogy, Geochemistry, Magma source region, Late Permian epoch, The west of Tarim plate

摘要 瓦吉里塔格地区位于塔里木板块西部,前人在此区发现了晚二叠世形成的6个爆破角砾岩筒和32条岩脉。爆破角砾岩筒属火山口相和火山管道相,脉岩属次火山相。爆破角砾岩筒由角砾和胶结物组成。角砾的主要类型是纯橄岩、橄辉岩、橄辉石岩、辉石岩等;胶结物主要是麦美奇岩和苦橄岩。据岩石化学组成和液相线橄辉石的Fo分子确定的原生岩浆的MgO含量分别是18.78%和18.8%。它们的CaO/Al₂O₃平均值为3.9,Al₂O₃/TiO₂平均值为2.6。这些超镁铁岩都富集LREE、大离子亲石元素和Nb、Ta,而重稀土元素贫化,并有Zr、Hf负异常。不同样品间 Σ REE和(La/Yb)_N的差异反映了橄辉石和单斜辉石堆晶作用的影响。依据实验岩石学研究成果,熔融深度应为450km~650km。副矿物组合异常复杂,其中,刚玉的结晶深度有可能大于575km。它们的 $\epsilon_{Nd}(t) = +3.3 \sim +5.4$, $\epsilon_{Sr}(t) = -4.27 \sim -10.78$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.47 \sim 22.78$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.52 \sim 15.90$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.45 \sim 39.62$ 。Nd、Sr、Pb同位素组成与洋岛玄武岩和一些地幔柱组分相同或相近。

* 本文受国家重点基础研究发展规划项目2001CB409800和“九五”国家重点科技攻关项目99-111-01联合资助;

第一作者简介:姜常义,男,1951年生,硕士,教授,岩石学专业, E-mail: xghjcy@public.xa.sn.cn

综合各方面的研究成果可以证明,这些超镁铁岩很有可能源自于核幔边界之上的 D''层。源区本属于亏损型地幔,但在岩浆生成前不久被富含轻稀土元素和大离子亲石元素的流体交代。

关键词 超镁铁岩; 岩石学; 矿物学; 地球化学; 岩浆源区; 晚二叠世; 塔里木板块西部

中图法分类号 P588.125

1 引言

在塔里木盆地内部及周缘地区,二叠纪的岩浆活动非常强烈,依据地震测线、钻井资料和地表露头圈定的二叠纪岩浆岩分布面积达 $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ (贾承造, 1997)。其中,火山岩以玄武岩为主,仅有少量英安岩和流纹岩。侵入岩主要是超镁铁岩,成群产出的辉绿岩脉和煌斑岩脉、辉长岩、正长岩类、碱性花岗岩、碱长花岗岩、碱性杂岩(新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993)。这种岩石组合意味着岩浆活动是在大陆伸展的构造背景下发生的。鉴于在每一个地区都有一些大陆裂谷环境生成的岩浆岩的某些特征,但都不具备完整的裂谷演化序列,所以,这种大陆伸展作用应属盆岭型。柯坪县东北部是塔里木盆地西缘二叠纪玄武岩最发育的地区。研究证明(姜常义等, 2004a),柯坪玄武岩显著地富集 TiO_2 、 TFeO 、 P_2O_5 , 而 SiO_2 和 MgO 明显地贫化; $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.73 \sim -3.69$, $\epsilon_{\text{Sr}}(t) = +27.36 \sim +56.89$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.87 \sim 18.50$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.44 \sim 15.51$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.22 \sim 38.49$ 。依据岩石学和岩石地球化学的研究可以证明,柯坪玄武岩源自于富集型大陆岩石圈地幔。同样位于塔里木盆地西缘的巴楚县东部麻扎尔塔格地区有密集的二叠纪脉岩群。其中,暗色橄榄辉长岩的 $\text{MgO} = 17.21\% \sim 18.59\%$, 并具有原生岩浆的岩石化学组成。通过橄榄石、单斜辉石和斜长石的逐次分离结晶作用,这种高镁的原生岩浆演变成以镁铁质脉岩为代表的适度演化的岩浆。这些脉岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512508 \sim 0.512786$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704246 \sim 0.706444$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.17 \sim 19.24$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.47 \sim 15.71$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.63 \sim 39.32$ 。这些岩石学特征和 Nd、Sr、Pb 同位素组成证明,麻扎尔塔格地区脉岩的岩浆源区具有原始地幔性质,并有可能位于下地幔(姜常义, 2004b)。由此而引发的问题是,塔里木盆地是否还有源自于地幔其它圈层的岩浆岩? 该区二叠纪岩浆活动是在何种地幔动力学背景下发生的? 本文旨在通过对塔里木盆地西缘瓦吉里塔格地区超镁铁岩的研究来回答第一个问题,而对地幔动力学背景的全面阐述还有待于更多的工作积累。

2 岩体地质与岩相学特征

瓦吉里塔格位于塔里木大陆板块西部,巴楚县城东南方向约 40km 处(图 1)。在该区西北部约 5 km^2 范围内,前人发现了 6 个由超镁铁岩组成的爆破角砾岩筒和 32 条岩脉(王懿圣、苏犁, 1987)。这些岩筒和岩脉主要侵入于上泥盆统陆

源碎屑岩和先期侵位的、具有层状特征的基性-超基性杂岩体中(李昌年等, 2001)。爆破角砾岩筒在地貌上均呈负地形,表面被第四系覆盖。其中, I 号岩筒规模最大,依靠工程揭露圈定的面积为 $1.18 \times 10^4 \text{ m}^2$, 呈东西长南北窄,西宽东窄的不规则状。其余 5 个岩筒覆盖严重,规模小,产状尚未查明。由于这些爆破角砾岩筒主要出露在 1260m ~ 1320m 高程,而同成分脉岩的出露高程均低于 1210m,岩筒的内部结构、构造明显具有爆发特征,而脉岩明显具有岩浆贯入的特点,所以,王懿圣和苏犁(1987)认为爆破角砾岩筒应为火山管道相和火山口相,而同成分的脉岩应属次火山相中的超浅成相。这些岩筒曾几度被当做金伯利岩评价其含矿性而未果。李昌年等(2001)根据岩筒内含有大量辉石而认为其有别于金伯利岩,并将其定名为角砾云母橄榄岩。

爆破角砾岩筒由两类岩石组成,一类是角砾,另一类是胶结物。角砾的粒度从毫米级到数十厘米之间;形态从棱角状、次棱角状到浑圆状。而且,粒度大者往往呈浑圆形,表面常呈舒缓波状起伏,表明在上升过程中还呈塑性状态。角砾的成分均为岩屑和晶屑,粒度大者都是岩屑,粒度小者主要是晶屑,也有少部分是岩屑。岩屑主要是纯橄榄岩、单辉橄榄岩、橄榄辉石岩、单斜辉石岩等。这些岩石都具有全晶质中粗粒结构、块状构造,没有显示塑性变形组构。主要造岩矿物计有橄榄石、单斜辉石、褐色角闪石和金云母。晶屑的矿物种属与岩屑的造岩矿物相同。角砾中常见绿泥石化、绿帘石化等较弱的蚀变。胶结物均为火山熔岩,黑色,斑状结构。斑晶主要为橄榄石,其次为金云母和磷灰石,金云母斑晶常见暗化边。基质呈显微晶质结构,见有橄榄石、辉石、金云母微晶和蚀变矿物绿泥石、绿帘石、阳起石、蛇纹石、滑石、碳酸盐等。我们和王懿圣、苏犁(1990)在角砾和胶结物中发现的副矿物计有磷灰石、磁铁矿、钛铁矿、铬铁矿、钙钛矿、锆石、榍石和尖晶石。而且,角砾和胶结物的副矿物基本相同。此外,新疆地矿局第二地质大队在分选金刚石的过程中还发现了刚玉、金红石、镁铝榴石、锐钛矿和碳硅石(王懿圣和苏犁, 1990)。苏犁(1991)发现胶结物的橄榄石、金云母和磷灰石斑晶中的岩浆包裹体晶出的子矿物相有橄榄石、透辉石、金云母、磷灰石、磁铁矿、铬铁矿、钙钛矿、角闪石和残余的玻璃相。这些子矿物相的矿物组合与寄主岩石的矿物组合相同,可以从一个侧面证明角砾和胶结物是同源岩浆的产物。

李昌年等(2001)采用 Ar-Ar 坪年龄方法测定了岩筒内金云母的结晶年龄,结果为 252.7Ma,证明角砾岩筒形成于晚二叠世。

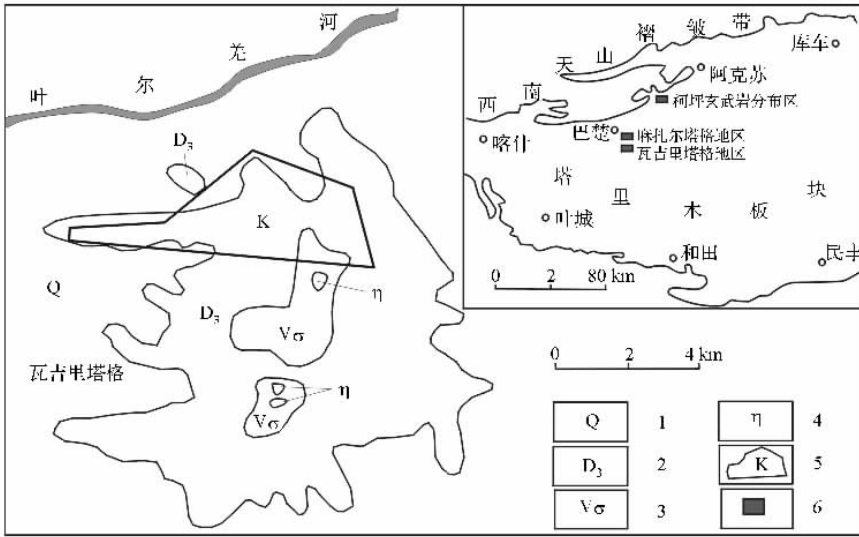


图1 瓦吉里塔格地区地理位置和地质略图(引自王懿圣和苏犁,1987)

1. 第四系; 2. 上泥盆统; 3. 基性超基性杂岩体; 4. 碱性岩体; 5. 爆破角砾岩筒和脉岩分布区; 6. 研究区

Fig.1 Geographical location and geological sketch map of the Wajilitag region

1. Pleistocene series; 2. upper Devonian series; 3. basic and ultrabasic complex bodies; 4. alkali bodies; 5. distribution region of diatreme breccia pipes and dikes; 6. research region

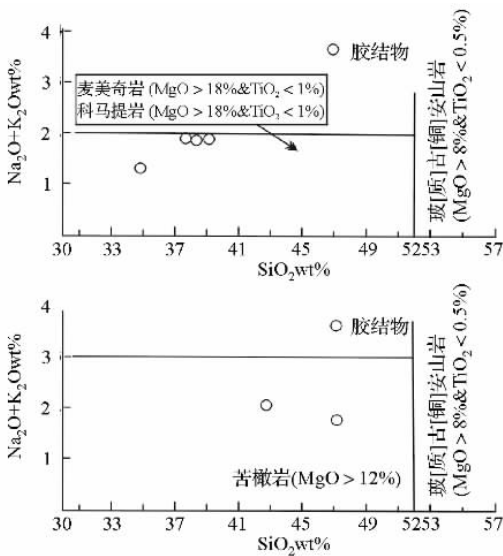


图2 高镁和苦橄质火山岩分类图(Le Bas,2000)

Fig.2 Classification diagram of high-Mg and picritic volcanic rocks(Le Bas,2000)

3 岩石化学组成与造岩矿物的晶体化学

角砾岩筒中胶结物的 $MgO = 15.02\% \sim 21.52\%$ 。按照最新的 IUGS 高镁和苦橄质火山岩分类方案(Le Bas,2000),主要岩石类型为麦美奇岩和苦橄岩(图2)。表1中胶结物的岩石名称就是依据这种分类方案确定的,显而易见,这种岩石名称并无特定的岩相学意义。而角砾的岩石名称是依

据岩相学特征确定的,在图3上,这些岩石分别位于科马提质橄榄岩区和科马提质玄武岩区。它们的 $SiO_2 = 31.82\% \sim 43.60\%$, 都属超基性岩(Le Maitre,1991)。除两件样品的 $FeO + Fe_2O_3 < 11\%$ 外,其余样品的 $FeO + Fe_2O_3 = 13.04\% \sim 17.62\%$ 。按照折算成无水百分含量之后 $FeO + Fe_2O_3 \geq 14\%$ 的标准(Hanski & Smolkin,1995),大部分样品属铁富集型。 $P_2O_5 = 0.11\% \sim 2.09\%$, 明显富集。 $Al_2O_3 = 0.55\% \sim 5.56\%$, 显著贫化。 CaO 含量呈现出大幅度的变化,介于 $1.73\% \sim 18.08\%$ 之间。

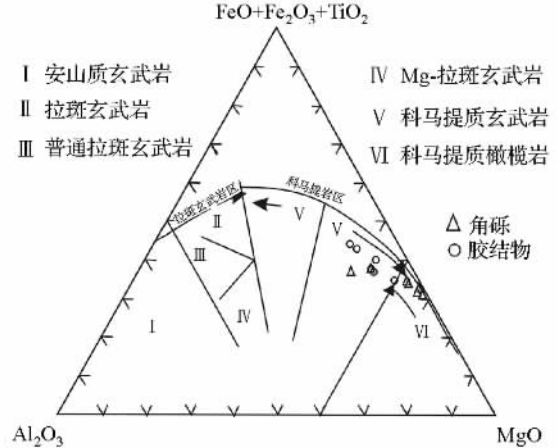


图3 瓦吉里塔格地区超镁铁岩的 $FeO + Fe_2O_3 + TiO_2 - Al_2O_3 - MgO$ 图解

Fig.3 $FeO + Fe_2O_3 + TiO_2 - Al_2O_3 - MgO$ diagram of ultramafic rocks, Wajilitag region

表1 瓦吉里塔格地区超镁铁岩岩石化学($\times 10^{-2}$)与稀土元素、微量元素丰度表($\times 10^{-6}$)Table 1 Petrochemical compositions($\times 10^{-2}$) and rare earth elements trace elements abundances($\times 10^{-6}$) of ultramafic rocks,

Wajilitag region

类别	胶 结 物						角 砾						
	苦 橄 岩		麦 美 奇 岩				纯橄橄榄岩			橄 榄 辉 石 岩	金 云 母 橄 榄 岩	角 闪 橄 榄 岩	含 橄 榄 角 闪 辉 石 岩
岩石名称	W ₁₀₋₉₅	W ₁₀₋₅₁	W ₁₀₋₁₁	W ₁₀₋₁₂	W ₁₀₋₂₂	W ₁₀₋₅₂	W ₁₀₋₉₉	W ₁₀₋₉₄	W ₁₀₋₉₇	W ₁₀₋₃	W ₁₀₋₉₆	W ₁₀₋₉₈	W ₁₀₋₉₃
样 品	W ₁₀₋₉₅	W ₁₀₋₅₁	W ₁₀₋₁₁	W ₁₀₋₁₂	W ₁₀₋₂₂	W ₁₀₋₅₂	W ₁₀₋₉₉	W ₁₀₋₉₄	W ₁₀₋₉₇	W ₁₀₋₃	W ₁₀₋₉₆	W ₁₀₋₉₈	W ₁₀₋₉₃
SiO ₂	43.68	39.84	35.19	34.66	31.82	34.35	35.80	36.64	36.42	41.1	37.08	37.68	35.14
TiO ₂	1.33	1.48	2.15	2.37	1.75	2.04	0.68	0.54	0.37	1.04	0.76	0.9	0.52
Al ₂ O ₃	2.91	3.18	4.48	4.29	3.41	4.21	1.12	0.79	0.55	2.46	1.26	1.77	5.56
Cr ₂ O ₃	0.1	0.12					0.82	0.23	0.28	0.26	0.58	0.61	1.24
Fe ₂ O ₃	5.05	6.24	10.14	10.84	9.35	10.31	6.41	7.34	5.61	5.63	5.45	6.41	3.34
FeO	4.09	4.1	4.24	4.48	5.73	3.19	10.3	10.28	11.74	7.41	12.01	10.01	10.33
MnO	0.21	0.14	0.19	0.20	0.21	0.18	0.24	0.24	0.21	0.19	0.24	0.23	0.24
MgO	15.02	15.63	16.52	18.78	21.52	20.82	36.68	36.2	39.6	24.09	33.88	30.64	18.16
CaO	18.08	19.51	13.13	11.09	14.35	12.55	3.81	2.71	1.73	12.36	4.71	7.37	16.64
Na ₂ O	1.6	1.47	1.09	1.01	0.1	1.06	0.37	0.25	0.21	0.75	0.33	0.46	0.2
K ₂ O	0.03	0.42	0.69	0.73	1.09	0.69	0.27	0.19	0.11	0.29	0.16	0.28	0.16
P ₂ O ₅	0.62	0.97	2.09	1.98	1.95	1.82	0.37	0.41	0.21	0.32	0.24	0.39	0.11
LOI	6.44	6.68	8.82	8.24	7.18	8.81	2.2	2.44	1.26	2.89	1.74	2.38	6.94
Total	99.21	99.84	98.73	98.67	98.55	100.1	99.26	98.46	98.53	98.89	98.61	99.29	98.8
Mg/(Mg+Fe)	0.76	0.74	0.68	0.70	0.73	0.75	0.81	0.80	0.81	0.78	0.78	0.78	0.70
CaO/Al ₂ O ₃	6.2	6.1	2.96	2.6	4.2	3.0	3.4	3.4	3.1	5.0	3.7	4.2	3.0
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	2.2	2.1	2.1	1.8	1.9	2.1	1.6	1.5	1.5	2.4	1.7	2.0	10.7
Rb	10.20	18.92	44.18	44.71	26.22	1.92	5.14	4.08	2.08	12.84	3.89	8.08	3.06
Sr	475.66	1190.65	1134.08	1412.94	1143.16	1704.77	234.41	250.57	155.21	469.36	234.31	255.37	116.23
Y	52.01	64.62	83.22	94.11	70.82	71.74	10.96	8.26	5.49	15.36	7.33	14.17	8.81
Zr	455.85	543.82	438.19	500.09	400.97	538.55	103.75	62.31	20.79	108.21	51.43	111.3	23.49
Nb	61.06	101.55	149.04	178.56	143.07	157.02	19.19	22.03	7.98	25.37	14.82	24.08	9.65
Ba	403.59	782.87	3733.39	4545.29	2050.17	902.52	202.87	170.59	109.7	254.92	144.76	202.38	197.18
Hf	4.94	7.68	7.99	9	6.04	8.37	1.68	1.22	0.41	3.86	0.95	2.18	0.41
Ta	2	3.88	5.52	6.17	4.32	5.8	0.82	0.88	0.21	1.48	0.58	1.1	0.21
Th	6.48	16.88	50.91	55.23	33.81	23.79	2.1	2.98	1.02	4.29	1.52	2.99	1.74
U	0.88	3.55	9.32	8.76	6.47	7.29	0.85	1.09	0.27	1.53	0.73	1.19	0.38
La	46.83	130.22	306.13	328.45	203.49	187.18	18.68	21.94	6.89	37.73	15.74	22.7	8.69
Ce	95.75	256.98	601.76	667.68	441.18	355.58	36.65	44.86	12.87	79.24	30.98	48.87	16.85
Pr	12.45	33.68	70.74	80.74	56.65	52.58	4.75	5.86	2.23	10.47	3.5	5.9	2.4
Nd	58.88	138.99	282.89	321.08	190.33	207.84	21.12	21.43	8.57	45.8	14.808	25.49	9.88
Sm	11.96	29.3	49.04	45.13	29.76	31.36	4.02	4.32	1.42	9.19	2.98	5.24	1.71
Eu	3.89	9.13	18.12	18.73	11.46	11.86	1.13	1.22	0.382	2.68	0.868	1.64	0.488
Gd	12.14	27.65	48.92	38.53	31.59	31.68	3.39	3.61	1.1	8.39	2.48	5.07	1.45
Tb	1.56	3.64	4.69	5.23	3.498	3.619	0.485	0.465	0.149	1.16	0.35	0.644	0.199
Dy	7	16.96	21.03	26.19	16.99	15.45	2.39	2.33	0.741	5.9	1.83	3.04	0.95
Ho	1.57	3.409	4.468	5.11	3.256	3.176	0.468	0.45	0.161	1.2	0.37	0.639	0.21
Er	4.027	9.101	10.4	11.64	8.152	8.041	1.01	1.109	0.405	2.631	0.861	1.487	0.557
Tm	0.523	1.064	1.285	1.264	0.921	0.936	0.112	0.123	0.049	0.31	0.105	0.181	0.071
Yb	2.306	4.09	5.34	4.49	3.56	4.05	0.494	0.485	0.215	1.23	0.398	0.698	0.31
Lu	0.278	0.462	0.575	0.593	0.392	0.425	0.057	0.062	0.029	0.141	0.046	0.083	0.036
ΣREE	259.164	664.676	1425.388	1554.857	1001.229	913.804	94.756	108.264	35.211	206.072	75.319	121.682	43.801
ΔEu	0.977	0.966	1.119	1.339	1.135	1.139	0.911	0.918	0.900	0.916	0.949	0.960	0.923
(La/Sm) _N	2.46	2.80	3.93	4.58	4.30	3.75	2.92	3.19	3.05	2.58	3.32	2.73	3.20
(Gd/Yb) _N	4.25	5.46	7.39	6.92	7.16	6.31	5.54	6.01	4.13	5.50	5.03	5.86	3.77
(La/Yb) _N	14.567	22.838	41.121	52.472	41.001	33.152	27.124	32.449	22.987	22.003	28.368	23.328	21.108

注:本表中硅酸盐全分析由长安大学分析中心采用化学分析法分析;

稀土元素与微量元素由北京大学分析中心采用VG Axiom HK-ICPMS分析。

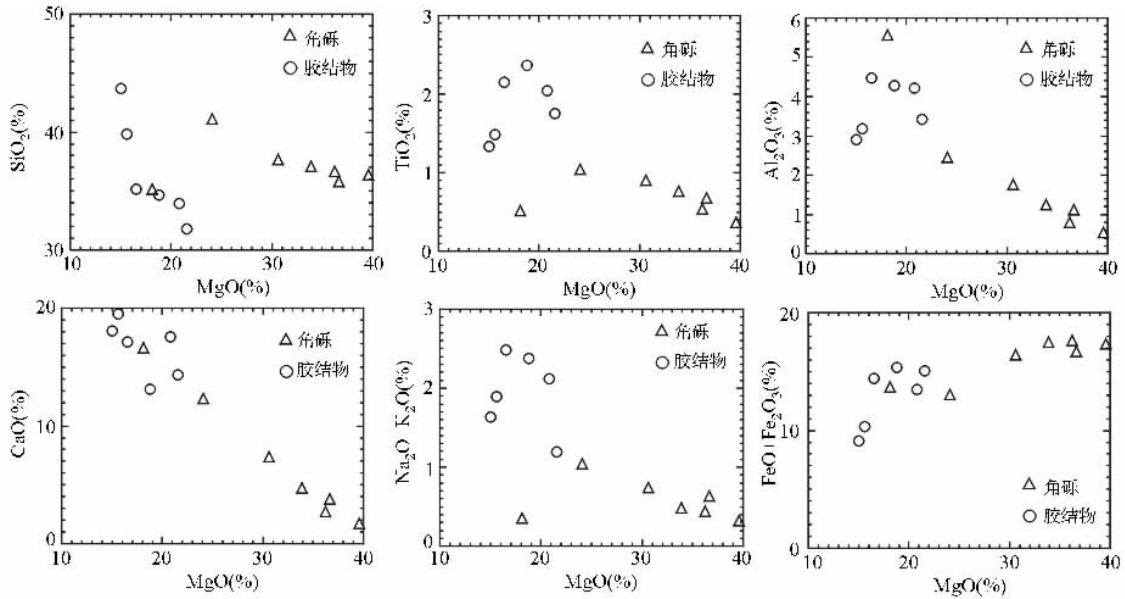
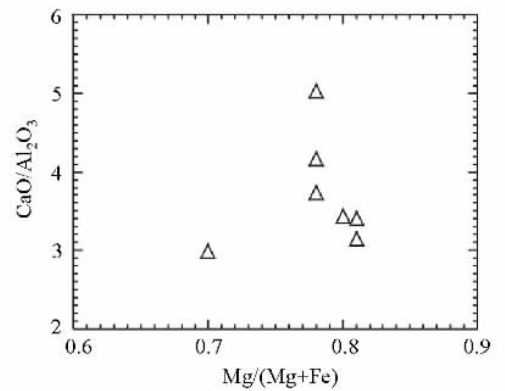


图4 瓦吉里塔格超镁铁岩哈克尔变异图

Fig4 Harker variation diagram of ultramafic rocks, Wajilitag region

许多学者提出了鉴别与地幔橄榄岩平衡的原生岩浆的标志: Green (1975), $Mg^{\#} (100 \times Mg / (Mg + Fe)) = 63 \sim 73$; Tatsumi *et al.* (1983), $FeO / MgO < 1$; Sato (1977), $Ni = 235 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$; Freg *et al.* (1978), $Mg^{\#} = 68 \sim 73$; Hess (1992), $Mg^{\#} > 68$, $Ni = 300 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$ 。除角砾岩样品 W_{10-93} 的 $Mg^{\#}$ 为 70 之外, 其余角砾岩样品 (W_{10-3} 、 W_{10-94} 、 W_{10-96} 、 W_{10-97} 、 W_{10-98} 、 W_{10-99}) 的 $Mg^{\#} = 78 \sim 81$; 样品 W_{10-3} 的 Ni 丰度为 632×10^{-6} , 其余角砾岩样品的 Ni 丰度为 $1147 \times 10^{-6} \sim 1446 \times 10^{-6}$ 。由此可见, 角砾岩的 $Mg^{\#}$ 和 Ni 丰度明显地具有岩浆早期阶段堆晶作用的特征。它们的 $FeO + Fe_2O_3$ 与 MgO 之间呈明显的正相关, 而 SiO_2 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 、 $Na_2O + K_2O$ 与 MgO 之间为负相关 (图 4), 表现出橄榄石是岩浆早期阶段最主要的堆晶相。Spáth *et al.* (2001) 证明, 若有相当数量单斜辉石的分离结晶作用, 则 CaO / Al_2O_3 比值会随 $Mg / (Mg + Fe)$ 的增加而增加。在图 5 上, 这两种比值没有趋势性的协变规律, 所以, 单斜辉石不是最主要的堆晶相。胶结物 (W_{10-11} 、 W_{10-12} 、 W_{10-51} 、 W_{10-52} 、 W_{10-22} 、 W_{10-95}) 的主要氧化物与 MgO 之间没有显示趋势性的协变关系 (图 4), 即, 没有表现出明显的分离结晶作用和堆晶作用。这些样品的 $Mg^{\#} = 68 \sim 76$, $Ni = 318 \times 10^{-6} \sim 538 \times 10^{-6}$ 。按照前述的原生岩浆标准, 这些胶结物大体上属于原生岩浆和近于原生岩浆的范畴。Herzberg 和 O' Hara (2002) 根据岩石化学组成和复杂的计算程序, 计算了源自于显生宙地幔柱的科马提岩、麦美奇岩、苦橄岩的原生岩浆的化学组成。他们的研究证明, 对于广泛变化的富集型和亏损型橄榄岩源区组成而言, 典型的原生岩浆的 MgO 含量应当介于 $18\% \sim 20\%$ 之间。本文中胶结物样品 W_{10-12} 的 $MgO = 18.78\%$, $Mg^{\#} = 70$, $Ni = 411 \times 10^{-6}$, 可能最接近于原生岩浆的化学组成。

图5 瓦吉里塔格地区超镁铁岩的 $CaO / Al_2O_3 \sim Mg / (Mg + Fe)$ 图解Fig. 5 $CaO / Al_2O_3 \sim Mg / (Mg + Fe)$ diagram of ultramafic rocks, Wajilitag region

我们研究的角砾和胶结物中的橄榄石没有扭折带、机械双晶和波状消光, 没有显示地幔捕虏晶和难熔残晶的证据; 反之, 结构特点证明它们是从岩浆中结晶的; 它们的 Fo 分子介于 $79 \sim 91$ 之间 (表 2)。Breddam (2002) 证明, 地幔柱超镁铁质原生岩浆中最初结晶的橄榄石的 Fo 分子应为 $90 \sim 91$ 。Hess (1992) 也将能否结晶出 $Fo = 88 \sim 91$ 的橄榄石作为鉴别原生岩浆的标志之一。在我们的分析数据中, 有 2 粒橄榄石的 Fo 为 90、91, 应该代表了与原生超镁铁质岩浆平衡的最初的液相线相, 而其它 Fo 较低的橄榄石应该结晶较晚。依据 Révillon *et al.* (2000) 的图解法 (图 6), 与 Fo 分子为 91 的液相线橄榄石处于平衡状态的岩浆的 MgO 含量为 18.8% (样品 W_{10-93} 的 $FeO = 10.33\%$)。此数据应该代表原生岩浆的

表2 瓦吉里塔格超镁铁岩橄辉石、透辉石电子探针分析数据($\times 10^{-2}$)Table 2 Electron microprobe analytical data of olivines and diopsides, Wajilitag ultramafic rocks($\times 10^{-2}$)

序 号	样品	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	分子式	Fo (W ₀)	Fs (En)
1	W ₁₀₋₂	39.58	0.01	0.29	0.00	18.23	0.40	40.11	0.31	0.05	0.00	0.00	0.00	98.98	(Ni _{0.01} Mg _{1.54} Mn _{0.01} Fe _{0.39} Al _{0.01} Si _{0.02}) _{1.98} Si _{1.0} O _{4.0}	80	20
2	W ₁₀₋₂	40.78	0.03	0.12	0.00	13.08	0.35	45.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	99.46	(Mg _{1.68} Mn _{0.01} Fe _{0.27} Si _{0.02}) _{1.98} Si _{1.0} O _{4.0}	86	14
3	W ₁₀₋₂	39.51	0.04	0.00	0.16	18.55	0.39	39.93	0.00	0.10	0.00	0.03	0.00	98.71	(Mg _{1.54} Mn _{0.01} Fe _{0.40} Si _{0.02}) _{1.97} Si _{1.0} O _{4.0}	79	21
4	W ₁₀₋₂	39.91	0.02	0.04	0.00	15.64	0.37	42.84	0.34	0.01	0.00	0.02	0.00	99.19	(Ni _{0.01} Mg _{1.67} Mn _{0.01} Fe _{0.20} Si _{0.01}) _{1.97} Si _{1.0} O _{4.0}	84	16
5	W ₁₀₋₂	41.03	0.09	0.00	0.00	9.86	0.53	47.41	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	99.32	(Ca _{0.01} Mg _{1.74} Mn _{0.01} Fe _{0.40} Si _{0.02}) _{1.98} Si _{1.0} O _{4.0}	90	10
6	W ₁₀₋₂	39.24	0.00	0.15	0.06	18.57	0.32	40.21	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	98.62	(Mg _{1.55} Mn _{0.01} Fe _{0.40} Si _{0.02}) _{1.98} Si _{1.0} O _{4.0}	79	21
7	W ₁₀₋₂	40.42	0.08	0.14	0.00	11.87	0.26	46.18	0.26	0.25	0.00	0.00	0.00	99.46	(Ca _{0.01} Ni _{0.01} Mg _{1.71} Mn _{0.01} Fe _{0.25} Si _{0.01}) _{2.0} Si _{1.0} O _{4.0}	87	13
8	W ₁₀₋₂	40.39	0.00	0.00	0.00	16.78	0.11	42.76	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	100.11	(Mg _{1.61} Mn _{0.35} Si _{0.02}) _{1.98} Si _{1.0} O _{4.0}	82	18
9	W ₁₀₋₅₁	39.37	0.03	0.12	0.00	16.77	0.22	42.02	0.36	0.09	0.00	0.00	0.00	99.00	(Ni _{0.01} Mg _{1.60} Fe _{0.36} Si _{0.01}) _{1.98} Si _{1.0} O _{4.0}	82	18
10	W ₁₀₋₉₃	39.89	0.00	0.05	0.11	15.48	0.31	42.70	0.46	0.02	0.00	0.00	0.00	99.02	(Ni _{0.01} Mg _{1.62} Mn _{0.01} Fe _{0.33} Si _{0.02}) _{1.99} Si _{1.0} O _{4.0}	83	17
11	W ₁₀₋₉₃	39.57	0.00	0.00	0.00	15.18	0.18	44.91	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	99.89	(Mg _{1.69} Fe _{0.31}) _{2.0} (Fe _{0.01} Si _{0.99}) _{1.0} Si _{1.0} O _{4.0}	85	15
12	W ₁₀₋₉₈	39.03	0.05	0.13	0.00	18.86	0.52	40.00	0.01	0.12	0.00	0.00	0.00	98.72	(Mg _{1.54} Mn _{0.01} Fe _{0.41} Si _{0.01}) _{1.97} Si _{1.0} O _{4.0}	79	21
13	W ₁₀₋₉₃	41.45	0.00	0.25	0.00	8.13	0.20	49.69	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	99.79	(Mg _{1.81} Fe _{0.17} Al _{0.01}) _{1.99} Si _{1.0} O _{4.0}	91	9
14	W ₁₀₋₁	53.35	0.54	1.36	0.21	2.24	0.00	16.47	0.00	24.00	0.23	0.00	0.00	98.40	(Na _{0.02} Ca _{0.95} Mg _{0.91} Fe _{0.07} Cr _{0.01} Ti _{0.02} Al _{0.03}) _{2.0} (Al _{0.03} Si _{1.93}) _{2.0} O _{6.0}	49	47
15	W ₁₀₋₁	55.03	0.00	0.11	0.00	2.07	0.00	17.89	0.00	24.42	0.40	0.00	0.00	99.92	(Na _{0.03} Ca _{0.95} Mg _{0.97} Fe _{0.06}) _{2.0} Si _{2.0} O _{6.0}	48	49
16	W ₁₀₋₂	53.27	0.55	0.97	0.41	4.55	0.05	14.58	0.13	24.23	0.73	0.00	0.02	99.49	(Na _{0.05} Ca _{0.96} Mg _{0.81} Fe _{0.14} Cr _{0.01} Ti _{0.02} Al _{0.01}) _{2.0} (Al _{0.03} Si _{1.93}) _{2.0} O _{6.0}	50	42
17	W ₁₀₋₃	51.24	1.15	3.69	0.31	6.01	0.02	13.69	0.24	22.76	0.49	0.00	0.03	99.63	(Na _{0.04} Ca _{0.90} Ni _{0.01} Mg _{0.76} Fe _{0.19} Cr _{0.01} Ti _{0.03} Al _{0.06}) _{2.0} (Al _{0.10} Si _{1.90}) _{2.0} O _{6.0}	49	41
18	W ₁₀₋₅₁	49.21	1.94	3.65	0.09	6.62	0.11	13.66	0.00	23.68	0.33	0.04	0.00	98.93	(Na _{0.02} Ca _{0.96} Mg _{0.77} Fe _{0.20} Ti _{0.06} Al _{0.01}) _{2.02} (Al _{0.15} Si _{1.85}) _{2.0} O _{6.0}	50	40
19	W ₁₀₋₈	51.01	1.31	2.65	0.23	5.62	0.21	13.87	0.11	22.97	1.37	0.00	0.00	99.35	(Na _{0.05} Ca _{0.92} Mg _{0.77} Mn _{0.01} Fe _{0.18} Cr _{0.01} Ti _{0.04} Al _{0.03}) _{2.0} (Al _{0.09} Si _{1.91}) _{2.0} O _{6.0}	49	41
20	W ₁₀₋₉₅	50.89	1.24	3.24	0.24	5.46	0.14	14.10	0.05	23.16	0.47	0.03	0.00	99.02	(Na _{0.04} Ca _{0.93} Mg _{0.78} Fe _{0.17} Cr _{0.01} Ti _{0.03} Al _{0.04}) _{2.0} (Al _{0.10} Si _{1.90}) _{2.0} O _{6.0}	49	41
21	W ₁₀₋₉₈	50.33	1.06	3.41	0.53	5.49	0.18	14.50	0.00	21.93	1.35	0.13	0.06	98.97	(K _{0.01} Na _{0.10} Ca _{0.88} Mg _{0.81} Fe _{0.17} Mn _{0.01} Cr _{0.02} Ti _{0.03} Al _{0.03}) _{2.06} (Al _{0.12} Si _{1.88}) _{2.0} O _{6.0}	47	44
22	W ₁₀₋₉₈	53.57	0.38	0.72	0.51	4.53	0.11	14.41	0.02	23.89	0.79	0.00	0.10	99.03	(Na _{0.06} Ca _{0.95} Mg _{0.81} Mn _{0.01} Fe _{0.14} Cr _{0.02} Ti _{0.01} Al _{0.02}) _{2.02} (Al _{0.01} Si _{1.99}) _{2.0} O _{6.0}	50	43
23	W ₁₀₋₉₈	51.95	0.89	1.60	0.52	4.92	0.06	14.26	0.05	23.87	0.98	0.00	0.00	99.10	(Na _{0.07} Ca _{0.88} Mg _{0.79} Fe _{0.15} Cr _{0.02} Ti _{0.02} Al _{0.01}) _{2.0} (Al _{0.06} Si _{1.94}) _{2.0} O _{6.0}	50	42
24	W ₁₀₋₃	50.84	1.12	3.94	0.21	5.56	0.04	14.37	0.00	21.76	0.67	0.00	0.00	98.51	(Na _{0.05} Ca _{0.87} Mg _{0.80} Fe _{0.17} Cr _{0.01} Ti _{0.03} Al _{0.07}) _{2.0} (Al _{0.10} Si _{1.90}) _{2.0} O _{6.0}	47	43
25	W ₁₀₋₉₅	51.83	0.44	2.73	0.17	4.37	0.06	16.65	0.00	23.17	0.23	0.00	0.00	99.55	(Na _{0.02} Ca _{0.91} Mg _{0.91} Fe _{0.13} Ti _{0.01} Al _{0.03}) _{2.0} (Al _{0.09} Si _{1.91}) _{2.0} O _{6.0}	47	47
26	W ₁₀₋₉₉	51.55	0.59	2.63	0.12	5.69	0.07	14.94	0.00	21.98	0.42	0.00	0.00	97.99	(Na _{0.03} Ca _{0.88} Mg _{0.83} Fe _{0.18} Mn _{0.02} Ti _{0.02} Al _{0.05}) _{2.0} (Al _{0.07} Si _{1.93}) _{2.0} O _{6.0}	47	44

注:本表数据由中国地质科学院矿产研究所和中国地质大学(武汉)电子探针室分析;1~12为贵橄辉石;13为镁橄辉石;14~26为透辉石。

表3 瓦基里塔格超镁铁岩金云母和角闪石电子探针分析数据($\times 10^{-2}$)Table 3 Electron microprobe analytical data of phlogolites and amphiboles, Wajilitag ultramafic rocks($\times 10^{-2}$)

样品	矿物	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
W ₁₀₋₁		42.24	1.18	12.51	0.09	3.56	0.14	25.15	0.08	0.21	1.78	7.88	0.00	94.82
W ₁₀₋₂		41.38	2.81	12.19	0.66	6.33	0.00	23.45	0.08	0.01	1.03	9.33	0.00	97.27
W ₁₀₋₂	金 云 母	42.86	1.64	12.09	0.00	5.02	0.09	25.98	0.00	0.13	1.42	8.46	0.07	97.76
W ₁₀₋₈		39.48	3.44	14.98	0.00	5.76	0.25	24.72	0.17	0.34	1.49	7.84	0.11	98.58
W ₁₀₋₁		40.87	1.71	14.53	0.26	2.92	0.00	25.03	0.00	0.00	1.56	7.12	0.26	94.00
W ₁₀₋₃		39.66	1.34	14.18	0.08	3.65	0.00	24.00	0.00	0.17	0.84	8.84	0.08	92.76
W ₁₀₋₈		40.93	2.11	14.79	0.00	7.98	0.00	21.87	0.00	0.00	0.88	8.28	0.00	96.84
W ₁₀₋₃	非 闪 石	41.92	2.49	11.76	0.34	8.50	0.00	15.88	0.00	11.06	3.89	0.03	0.00	95.84
W ₁₀₋₈		40.15	1.46	15.62	0.00	16.15	0.17	9.37	0.00	9.99	3.49	1.01	0.00	97.41
W ₁₀₋₈		41.04	3.40	11.70	0.00	8.43	0.00	16.75	0.00	11.66	2.97	1.29	0.00	97.24
W ₁₀₋₉₅		43.46	2.41	12.79	0.17	7.68	0.03	15.77	0.00	10.53	3.40	0.00	0.00	96.25
W ₁₀₋₁	钛角 闪石	43.52	2.97	11.52	0.37	7.96	0.16	15.23	0.00	12.08	2.66	1.43	0.00	97.90
W ₁₀₋₉₇		39.28	7.08	11.06	0.02	11.07	0.16	11.67	0.40	13.22	1.95	1.86	0.00	97.77
W ₁₀₋₉₇		38.73	5.03	13.72	0.00	9.46	0.01	12.50	0.00	11.99	2.46	1.45	0.00	95.35

样品

分子式

$$W_{10-1} \quad (Na_{0.49}K_{1.42}Ca_{0.03})_{1.94}(Al_{0.09}Ti_{0.13}Fe^{2+0.42}Mn_{0.02}Mg_{5.32}Cr_{0.02}Ni_{0.01})_{6.0}(Si_{6.00}Al_{2.00})_{8.0}O_{20}(OH)_4$$

$$W_{10-2} \quad (Na_{0.28}K_{1.70})_{1.98}(Fe^{2+0.76}Mg_{5.00}Cr_{0.06}Ni_{0.01}Ti_{0.25})_{6.08}(Si_{5.90}Al_{2.05}Ti_{0.05})_{8.0}O_{20}(OH)_4$$

$$W_{10-2} \quad (Na_{0.37}K_{1.53}Ca_{0.02})_{1.92}(Ti_{0.05}Fe^{2+0.58}Mn_{0.01}Mg_{5.15})_{5.99}(Si_{5.92}Al_{1.96}Ti_{0.12})_{8.0}O_{20}(OH)_4$$

$$W_{10-8} \quad (Na_{0.40}K_{1.37}Ca_{0.05})_{1.92}(Ti_{0.21}Fe^{2+0.66}Mn_{0.07}Mg_{5.07})_{6.0}(Si_{5.43}Al_{2.43}Ti_{0.14})_{8.0}O_{20}(OH)_4$$

$$W_{10-1} \quad (Na_{0.23}K_{0.69}P_{0.02})_{0.94}(Fe^{2+0.38}Mg_{5.77}Cr_{0.02})_{6.17}(Si_{6.32}Al_{1.33})_{7.85}O_{20}(OH)_4$$

$$W_{10-3} \quad (Na_{0.22}K_{1.50}Ca_{0.02}P_{0.01})_{1.76}(Ti_{0.82}Fe^{2+0.41}Mg_{4.75}Cr_{0.02})_{6.0}(Si_{5.27}Al_{2.22}Ti_{0.51})_{8.0}O_{20}(OH)_4$$

$$W_{10-8} \quad (Na_{0.25}K_{1.49})_{1.74}(Al_{0.24}Ti_{0.22}Fe^{2+0.94}Mg_{4.60})_{6.0}(Si_{5.78}Al_{2.22})_{8.0}O_{20}(OH)_4$$

$$W_{10-3} \quad (Na_{1.12}Ca_{1.74})_{2.86}(Al_{0.20}Ti_{0.28}Fe^{2+0.64}Fe^{3+0.37}Mg_{3.48}Cr_{0.10})_{5.07}(Si_{6.17}Al_{1.83})_{8.0}O_{22}(OH)_2$$

$$W_{10-8} \quad (Na_{1.13}K_{0.19}Ca_{1.60})_{2.92}(Al_{0.72}Ti_{0.17}Fe^{2+0.44}Fe^{3+1.54}Mn_{0.22}Mg_{2.08})_{5.17}(Si_{5.98}Al_{2.02})_{8.0}O_{22}(OH)_2$$

$$W_{10-8} \quad (Na_{0.83}K_{0.24}Ca_{1.82})_{2.89}(Ti_{0.37}Fe^{2+0.30}Fe^{3+0.60}Mg_{3.63})_{4.90}(Si_{5.96}Al_{2.01})_{8.0}O_{22}(OH)_2$$

$$W_{10-95} \quad (Na_{0.95}Ca_{1.63})_{2.58}(Al_{0.43}Ti_{0.26}Fe^{2+0.54}Fe^{3+0.30}Mg_{3.39}Cr_{0.17})_{5.07}(Si_{6.26}Al_{1.74})_{8.0}O_{22}(OH)_2$$

$$W_{10-1} \quad (Na_{0.75}K_{0.26}Ca_{1.87})_{2.9}(Al_{0.33}Ti_{0.33}Fe^{2+0.97}Mn_{0.02}Mg_{3.32}Cr_{0.15})_{5.12}(Si_{6.35}Al_{1.65})_{8.0}O_{22}(OH)_2$$

$$W_{10-97} \quad (Na_{0.58}K_{0.36}Ca_{2.17})_{3.11}(Al_{0.03}Ti_{0.82}Fe^{2+1.42}Mn_{0.02}Mg_{2.67}Ni_{0.05})_{5.01}(Si_{6.03}Al_{1.97})_{8.0}O_{22}(OH)_2$$

$$W_{10-97} \quad (Na_{0.73}K_{0.28}Ca_{1.96})_{2.97}(Al_{0.38}Ti_{0.58}Fe^{2+1.21}Mg_{2.84})_{5.01}(Si_{5.91}Al_{2.09})_{8.0}O_{22}(OH)_2$$

注:本表数据由中国地质科学院地质研究所分析

MgO 含量,并可与根据岩石化学研究得出的数值(MgO = 18.78%)互相印证。单斜辉石主要是透辉石(图略)。褐色角闪石的晶体化学全部属钙闪石组(Leake, 1978),主要是钛角闪石和非闪石(表3)。金云母的 Mg/(Mg + Fe) 比值为 0.83~0.94, 平均值为 0.90; 晶体化学式中 Si ≤ 6.0, Ti ≥ 0.13。本区金云母最主要的特点是富铝, 大部分样品中 Al 原子数为 1.96~2.46(表3)。

4 稀土元素和微量元素地球化学

胶结物的 $\Sigma REE = 259.2 \times 10^{-6} \sim 1554.8 \times 10^{-6}$; (La/Yb)_N = 14.6~52.5, 平均值为 34.2。角砾的 $\Sigma REE = 35.2 \times 10^{-6} \sim 206.1 \times 10^{-6}$; (La/Yb)_N = 21.1~32.4, 平均值为 25.3(表1)。二者都显示了板内岩浆岩中最常见的轻稀土元素富集和重稀土元素贫化型配分曲线特征。轻重稀土元素均有显著的分馏, (La/Sm)_N = 2.46~4.58, (Gd/Yb)_N

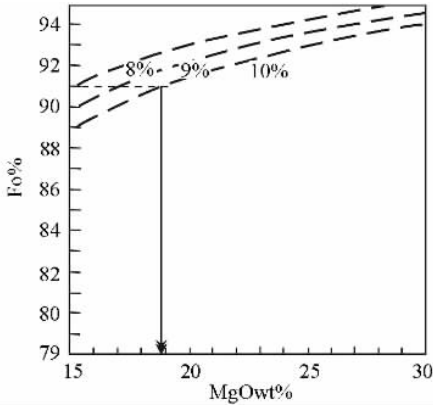


图6 科马提岩和苦橄岩中全岩 MgO 含量对橄榄石的 Fo 分子, 曲线上的数字表示岩浆中 FeO 的含量
Fig. 6 MgO of whole rock vs. Fo contents of olivine from a komattite, and picrites, MgO contents calculated from the Fo content of olivine in equilibrium with liquids containing 8, 9 and 10 wt% FeO.

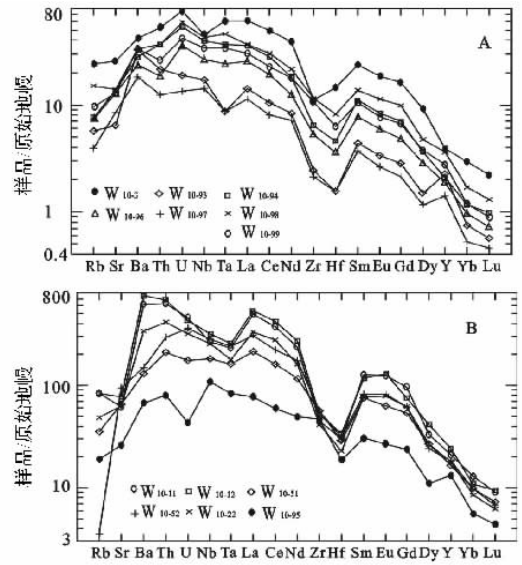


图8 瓦吉里塔格超镁铁岩原始地幔标准化多元素配分曲线图(A为角砾,B为胶结物)

Fig. 8 Primitive-mantle-normalized multi-element patterns of ultramafic rocks, Wajilitag region

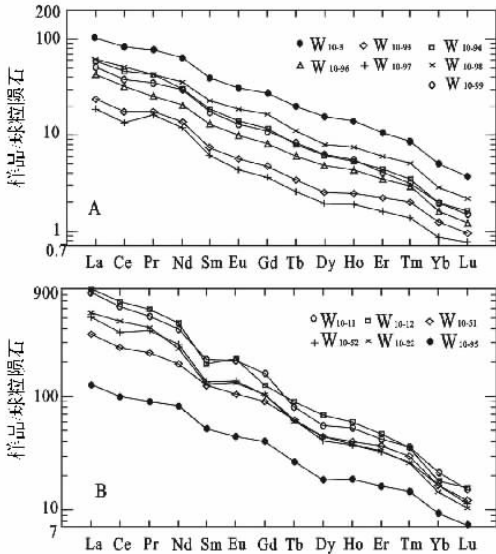


图7 瓦吉里塔格超镁铁岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(A为角砾,B为胶结物)

Fig. 7 Chondrite-normalized-REE patterns of ultra-mafic rocks, Wajilitag region(A:breccias;B:binding materiae)

= 3.77 ~ 7.39。而且,轻稀土元素与重稀土元素的配分曲线斜率基本一致(图7),不是像板块会聚边缘玄武岩那样,轻稀土元素配分曲线普遍向右陡倾,而重稀土元素配分曲线相对平坦(王仁民等,1987; Gill,1981)。胶结物与角砾的主要差异表现在前者的稀土元素总量明显高于后者,而且,前者的配分曲线斜率更大一些。稀土元素在橄榄石和玄武质熔体间的分配系数为 0.008 ~ 0.013,在单斜辉石和玄武质熔体间的分配系数为 0.08 ~ 1.1。而且,在这两种矿物和熔体间,重稀土元素的分配系数都高于轻稀土元素(Henderson,

1984)。由此可见,以橄榄石为主,并有一定数量单斜辉石参与的堆晶作用,不但显著降低了角砾岩中的稀土元素总量,而且增加了(La/Yb)_N比值。

角砾和胶结物具有相同的原始地幔标准化多元素配分曲线型式(图8),从一个侧面证明了二者之间的同源性。曲线形态明显地具有板内玄武岩的大隆起特征(王仁民等,1987),但却有Zr、Hf的明显贫化,这是在板内玄武岩中很少见到的现象。二者之间的差异主要表现为微量元素,尤其是大离子亲石元素和轻稀土元素的丰度,胶结物中的大离子亲石元素和轻稀土元素丰度明显地高于角砾中的相应元素。显而易见,这些元素在橄榄石中均为高度不相容元素,丰度甚低,是导致角砾中丰度低的主要因素。

5 Nd、Sr、Pb 同位素组成

所研究的角砾和胶结物具有相同的Nd、Sr、Pb同位素组成。它们的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512651 ~ 0.512767, ε_{Nd}(t) = +3.3 ~ +5.4; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.703816 ~ 0.704126, ε_{Sr}(t) = -4.27 ~ -10.78; ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb = 18.47 ~ 22.78, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.52 ~ 15.90, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.45 ~ 39.62(表4,5)。据此,可以证明角砾和胶结物是同源岩浆的产物。Nd、Sr同位素组成与西、中欧地幔柱组分(WCEDB)完全一致(Wilson & Downes, 1991),其¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd比值低于西亚的Afar地幔柱组分(APB)(Baker et al. 1997),并与Cape Verde群岛和Hawaii群岛的范围重叠(Rollison, 2000)(图9)。它们的Pb同位素组成与Afar地幔柱和印度洋的Reunion地幔柱(RPB)相同

表4 瓦吉里塔格超镁铁岩的Nd同位素数据表

Table 4 Nd isotopic data of Wajilitag ultramafic rocks

样品	岩石名称	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$T_{(Ma)}$	$T_{DM}(Ga)$	$\epsilon_{Nd}(t)$
W10-11	麦美奇岩	318.34	0.512722	8	275	0.75	+4.706
W10-12	麦美奇岩	316.49	0.512651	7	275	0.86	+3.296
W10-52	麦美奇岩	209.10	0.512718	16	275	0.76	+4.624
W10-95	苦橄岩	56.280	0.512713	7	275	0.89	+3.993
W10-93	含橄角闪辉石岩	8.333	0.512672	6	275	0.85	+3.590
W10-94	纯橄榄岩	22.875	0.512695	7	275	0.77	+4.295
W10-96	金云母橄榄岩	18.184	0.512710	9	275	0.79	+4.384
W10-97	纯橄榄岩	8.178	0.512739	10	275	0.73	+4.999
W10-98	角闪橄榄岩	29.474	0.512767	10	275	0.73	+5.352
W10-99	纯橄榄岩	25.196	0.512709	10	275	0.78	+4.4375

注: 本表数据由中国地质科学院地质研究所分析

表5 瓦吉里塔格超镁铁岩的Sr和Pb同位素数据表

Table 5 Sr and Pb isotopic data of Wajilitag ultramafic rocks

样品	名称	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}(t)}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
W10-11	麦美奇岩	1.061×10^3	0.704126	9	0.703418	-10.78	22.775 ± 7	15.9024 ± 46	
W10-12	麦美奇岩	2.162×10^3	0.703981	14	0.703868	-4.38	20.793 ± 8	15.6279 ± 62	
W10-52	麦美奇岩	2.088×10^3	0.703816	15	0.703711	-6.61	19.1235 ± 28	15.5647 ± 22	38.9119 ± 51
W10-95	苦橄岩		0.704563	12			19.055 ± 9	15.802 ± 8	39.620 ± 18
W10-93	含橄角闪辉石岩	3.190×10^2	0.703996	14	0.703851	-4.62	18.4650 ± 34	15.5410 ± 28	38.510 ± 7
W10-94	纯橄榄岩	3.148×10^2	0.704044	16	0.703853	-4.27	18.8568 ± 14	15.5631 ± 11	38.7439 ± 27
W10-96	金云母橄榄岩	2.853×10^2	0.703994	16	0.703819	-5.07	18.8999 ± 64	15.6229 ± 52	38.851 ± 13
W10-97	纯橄榄岩	2.550×10^2	0.703859	11	0.703732	-6.31	18.8916 ± 54	15.6007 ± 42	38.840 ± 10
W10-98	角闪橄榄岩	3.509×10^2	0.703886	13	0.703634	-7.70	18.5195 ± 38	15.5233 ± 32	38.452 ± 8
W10-99	纯橄榄岩	3.568×10^2	0.703849	14	0.703637	-7.66	18.8067 ± 46	15.5442 ± 40	38.733 ± 11

注: 本表数据由中国地质科学院地质研究所分析

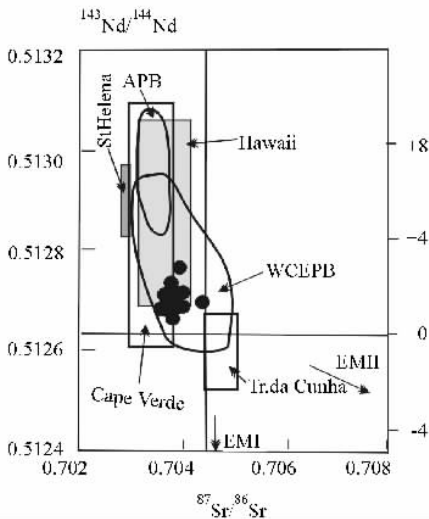


图9 瓦吉里塔格超镁铁岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图解; 地幔柱端元组分 EM I 和 EM II 据 Zindler 和 Hart (1986), 其它代号见正文

Fig. 9 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram of ultramafic rocks, Wajilitag. EM I and EM II according to Zindler and Hart (1986)

(Smonetti *et al.*, 1998), 与 Cape Verde 群岛和 Tr da Cunha 群岛的范围重叠或部分重叠 (Rollison, 2000) (图 10)。由此可见, 本区超镁铁岩具有地幔柱和大洋岛屿岩浆岩的 Nd, Sr, Pb 同位素组成特征。

6 岩浆源区

由于 ^{147}Sm 和 ^{87}Rb 的半衰期分别为 1.06×10^{11} (a) 和 4.88×10^{10} (a), 所以, 本区超镁铁岩适度亏损的 Nd, Sr 同位素组成证明它们源自于在很早的地质历史时期就已形成的亏损型地幔源区。然而, 这些火山岩却显著地富集轻稀土元素和大离子亲石元素。这些看似相互矛盾的事实证明, 在地幔源区曾发生过流体的交代作用 (Hanski & Smolkin, 1995; Mckenzie & O' nions, 1995; Garuti *et al.*, 2001)。显而易见, 火山熔岩中很高的挥发份含量与源区的流体交代之间存在直接的因果关系。正是由于岩浆富含流体, 才会在其碱金属含量并不算高的条件下结晶出金云母和角闪石。一般来讲, 岩浆岩中的 P_2O_5 含量与岩石的碱度之间存在密切的正相关关系, 本区火山岩的碱度并不高, P_2O_5 含量却偏高。所以, 这种交代剂不但富含轻稀土元素和大离子亲石元素, 可能还含

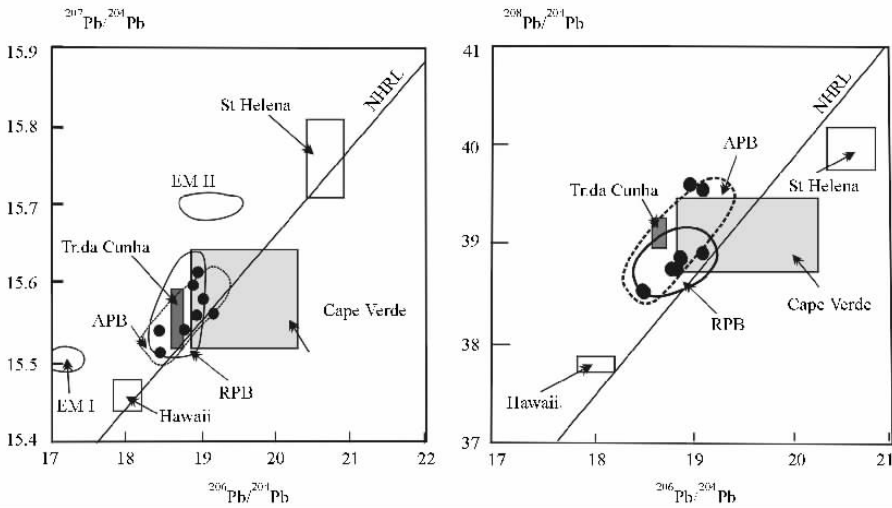


图 10 瓦吉里塔格超镁铁岩的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解。各种代号见正文。

Fig. 10 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram of ultramafic rocks, Wajilitag region

有较多的 P 元素。鉴于流体中富含的 ^{147}Sm 和 ^{87}Rb 并未明显地改变源区的 Nd 和 Sr 同位素组成,这种交代作用应当发生于岩浆形成之前不长的时间段内。

巴伯顿地盾区太古代科马提岩的 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 平均值为 1.6, 明显地高于大多数地区太古代科马提岩的 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值, 因而, 被视为典型的贫铝型科马提岩 (Arndt and Nisbet, 1986; Viljoen *et al.*, 1986)。目前, 地学界普遍采用的贫铝型科马提岩的标准是 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 14$ (Tomlinson, 1999)。本区与加拿大 Ontario 省 Steep Rock 和 Lumby Lake 地区 (Tomlinson *et al.*, 1999; Hollings and Wyman, 1999)、Abitibi 省 Boston township 地区 (Xie *et al.*, 1993; Xie and Kerrich, 1994) 的太古代贫铝型科马提岩在岩石化学组成、稀土元素和微量元素地球化学方面存在诸多相同和相近之处。本区超镁铁岩的 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值介于 2.6 ~ 6.2 之间, 平均值为 3.9; 除一件样品的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 比值为 10.7 外, 其余样品为 1.5 ~ 2.4, 平均值为 2.6。毫无疑问, 本区超镁铁岩以 Al_2O_3 显著贫化为特征。Steep Rock 和 Lumby Lake 地区贫铝型科马提岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 比值介于 2.5 ~ 5.0 之间, Boston township 地区的相应比值为 4.5 ~ 5.4。本区和加拿大这三个地区的火山岩在绝对值意义上都富集 Nb、Ta 和轻稀土元素, 贫于重稀土元素和 Y, 而且, 在多元素配分曲线图上都有 Zr 和 Hf 的负异常。Boston township 地区具有负的 Zr、Hf 异常和分馏的重稀土元素的科马提岩已经被解释为在镁铁榴石 (majorite) 稳定域内 (压力 > 14GPa) 熔融的结果 (Herzberg *et al.*, 1990; Xie *et al.*, 1995)。还有许多学者论证了具有相似地球化学特征的贫铝型科马提岩是在镁铁榴石稳定域内熔融的产物 (Arndt, 1994; Jochum *et al.*, 1991; Catell and Talor, 1990)。Ohtami (1990) 通过实验岩石学研究证明贫铝型科马提岩可以在 15 ~ 24GPa (对应于 450 ~ 650km 深度) 压力下通过橄榄岩高度部分熔融形成。本区超镁铁岩

中的副矿物组合异常复杂, 其中, 刚玉的出现颇为耐人寻味。由于本区超镁铁岩严重贫铝, 从这种岩浆中结晶出刚玉的可能性甚微, 所以, 刚玉是源区的难熔残晶或捕虏晶的可能性更大一些。根据 Anderson (1989) 总结的 MgSiO_3 高压相转变关系, 刚玉在地幔中出现的最低压力约为 20GPa, 对应的深度为 575km。

Davies (1988) 证明, 除削减带、边界层和地幔柱之外, 在对流地幔内部绝热梯度的温差只有几十度。Mckenzie & Bickle (1988) 的地球物理模型证明, 现代上地幔的位势温度 (T_p) 是 1280°C。在此温度下, 上地幔熔融产生的原生岩浆的 MgO 最高含量约为 11%。这些地球物理学方面的研究成果从另一个方面证明, 大火成岩省中的高镁岩浆不可能在上地幔中生成。对地幔柱详细结构的研究成果反复证明 (Griffiths & Campbell, 1990; Leshner & Arndt, 1995; Campbell & Griffiths, 1992), 超镁铁岩 (科马提岩、麦美奇岩、苦橄岩) 是地幔柱轴部熔融的产物, 因为只有在这些条件下才能达到熔融出超镁铁岩所需要的温度。苏犁 (1991) 根据本区橄榄石斑晶中熔体包裹体均一温度计算出橄榄石结晶温度为 1339°C ~ 1389°C, 比通常用矿物地质温度计测定的玄武岩浆温度要高出 200°C ~ 300°C, 即可证明形成超镁铁岩需要很高的温度。

如前所述, 本区的超镁铁岩与一些大洋岛屿和地幔柱火山岩的 Nd、Sr、Pb 同位素组成相同或相近。而且, 富集轻稀土元素和大离子亲石元素, 也与洋岛玄武岩特征相符 (Freg *et al.*, 2000; West *et al.*, 1992; Rollison, 2000)。由于大洋岛屿往往是地幔柱尾部作用的产物 (Mckenzie and O' nions, 1995), 所以, 洋岛火山岩和地幔柱火山岩、尤其是其中的超镁铁岩, 往往具有相同或相近的地球化学特征 (Weaver, 1991; Class *et al.*, 1998)。许多学者论证了具有这些地球化学特征的超镁铁岩是再循环的大洋岩石圈下沉到核-幔边界

之上的D"层,被来自地核的热能加热后,在上升过程中熔融的产物(Campbell and Griffiths, 1990; Davies and Richards, 1992)。由此可见,无论是从岩石学、矿物学、实验岩石学、岩石地球化学,还是从地球物理学方面的研究成果都可以证明,本区超镁铁岩源自于下地幔,岩浆源区很有可能位于D"层内。

7 结论

(1) 瓦吉里塔格超镁铁岩的主要岩石类型是橄榄岩、辉石岩, 麦美奇岩和苦橄岩。它们的 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 平均值为 3.9, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 平均值为 2.6; 依据实验岩石学研究成果, 它们的熔融深度应为 450km ~ 650km。

(2) 依据岩石化学组成和液相线橄榄石的 F_0 分子确定的原生岩浆的 MgO 含量分别是 18.78% 和 18.8%。

(3) 副矿物组合异常复杂, 其中, 刚玉的结晶深度有可能大于 575km。橄榄石的结晶温度为 1339°C ~ 1389°C。

(4) 角砾和胶结物都富集轻稀土元素, 而重稀土元素贫化。二者之间稀土元素总量和配分曲线斜率的差异可以用橄榄石和辉石的堆晶作用解释。富集大离子亲石元素和 Nb、Ta, 并具有 Zr、Hf 负异常。

(5) 这些超镁铁岩具有适度亏损的 Nd、Sr 同位素组成特征, 它们的 Nd、Sr、Pb 同位素组成与一些洋岛玄武岩和地幔柱组分相同或相近。

(6) 综合各方面的研究成果可以证明, 这些超镁铁岩很有可能源自于核-幔边界之上的D"层。源区本属于亏损型地幔, 但在岩浆生成前不久被富含轻稀土元素及大离子亲石元素的流体交代。

致谢 本文在撰写过程中曾得到路风香教授的指导和帮助, 在此致以诚挚的谢忱。

References

Anderson DL. 1989. Composition of the Earth. *Science*, 243: 367 - 370
 Arndt NT and Nisbet EG. 1986. What's a komatiite? In: Yan Binggang, Wang Bingxi, Bai Wenji, *et al.* (Trans.). Komatiites. Beijing: Geological Publishing House, 12 - 17 (in Chinese)
 Arndt NT. 1994. Archean komatiites. In: Condie KL (ed.). Archean Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam, 11 - 43
 Baker JA, Menzies MA, Thirlwall MF and Macpherson CG. 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a Yemen: Implication and polybaric melt hybridization. *Journal of Petrology*, 38: 1359 - 1390
 Bell K and Simonetti A. 1996. Carbonatite magmatism and plume activity: Implications from the Nd, Sr and Pb isotope systematics of Oldoino Lengai. *Journal of Petrology*, 37: 1321 - 1339
 Breddam K. 2002. Kistuffell: Primitive melt from the Iceland mantle plume. *Journal of Petrology*, 43: 1345 - 1373
 Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uigur Autonomous Region. 1993. Regional geology of Xinjiang Uigur Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House, 362 - 499 (in Chinese)
 Campbell IH and Griffiths RW. 1990. Implications of mantle plume

structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letter*, 99: 79 - 93
 Campbell IH and Griffiths RW. 1992. The changing nature of mantle hotspots through time: Implication for the chemical evolution of the mantle. *The Journal of Geology*, 92: 497 - 523
 Campbell IH and Griffiths RW. 1993. The evolution of mantle's chemical structure. *Lithos*, 30: 389 - 399
 Campbell IH and Malcolm TM. 1989. Chemical geodynamics in a back arc region around the sea of Japan: Implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China. *The Journal of Geophysical Research*, 94 (B4): 4635 - 4654
 Catell AC and Taylor RN. 1990. Archean basic magmas. In: Hall RP and Hughes DJ (eds.). Early Precambrian Basic Magmatism. Blackie, Glasgow
 Class C, Goldstein SL, Altherr R and Bachelery P. 1998. The Process of plume-lithosphere interactions in the ocean basins-the case of Grande Comore. *Journal of Petrology*, 39: 881 - 903
 Davies GF. 1988. Ocean bathymetry and mantle convection I Large-scale flow and hotspots. *J. Geophys. Res.*, 93: 10467 - 10480
 Davies GF and Richards MA. 1992. Mantle convection. *J. Geol.*, 100: 151 - 206
 Frey FA, Green DH *et al.* 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, 19: 463 - 513
 Frey FA, Clague D, Mahoney JJ and Sinton JM. 2000. Volcanism at the edge of the Hawaii Plume: Petrogenesis of submarine alkalic lavas from the North Arch volcanic field. *Journal of Petrology*, 41: 667 - 691
 Garuti G, Bea F, Zaccarini F and Montero P. 2001. Age, geochemistry and petrogenesis of the ultramafic pipes in the Ivrea zone, NW Italy. *Journal of Petrology*, 42 (2): 433 - 457
 Gill GB. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin. Heidelberg: Springer-Verlag, 128 - 132
 Green DH. 1975. Genesis of archaic peridotite magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. *Geology*, 3: 15 - 18
 Griffiths RW and Campbell IH. 1990. Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 99: 66 - 78
 Hanski ES and Smolkin VF. 1995. Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by Kola Peninsula, Russia. *Lithos*, 34: 107 - 125
 Hart SR. 1988. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 273 - 296
 Henderson P. 1984. Rare earth element geochemistry. New York: Elsevier Science Publishers B V, 23 - 28
 Herzberg C and O'Hara MJ. 2000. Plume-associated ultramafic magma of Phanerozoic age. *Journal of Petrology*, 43: 1857 - 1883
 Herzberg C, Gasparik T and Sawamoto H. 1990. Origin of mantle peridotite: constraints from melting experiments to 16 Gpa. *Journal of Geophysical Research*, 95: 15779 - 15803
 Hess PC. 1992. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts. In: Morgan J P, Blackman DK & Sinton JM (eds.). Mantle flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 71: 67 - 102
 Hollings P and Wyman D. 1999. Trace element and Sm-Nd systematics of volcanic and intrusive rocks from the 3 Ga Lumby Lake Greenstone belt, Superior province: evidence for Archean plume-arc interaction. *Lithos*, 46: 189 - 213
 Jia Chengzao. 1997. Tectonic characteristics and oil gas of the Tarim Basin, China. Beijing: Petroleum Industry Press (in Chinese)
 Jiang Changyi, Zhang Pengbo, Lu Dengrong, Bai Kaiyin, *et al.* 2004a. Petrology, geochemistry, Nd, Sr, Pb isotopic compositions and petrogenesis of Keeping basalts. *Geological Review*, 50(5): 492 - 500 (in Chinese)
 Jiang Changyi, Jia Chengzao, Li Liangchen, Zhang Pengbo *et al.* 2004. Origin and source composition of the high-Mg magma in Mazhartage Region, Western Tarim Plate. *Acta Geologica Sinica*, 78(6): (in Chinese)
 Jochum KP, Arndt NT and Hofman AW. 1991. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiites petrogenesis and mantle evolution.

- Earth and Planetary Science Letters, 107: 272–289
- Le Bas MJ. 2000. IUGS reclassification of high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, 41:1467–1470
- Leake BE. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag.*, 42:533–563
- Le Maitre RW. Wang Bixiang *et al.* Trans. 1991. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Beijing: Geological Publishing House, 42–43 (in Chinese)
- Leshner CM and Arndt NT. 1995. REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia. *Lithos*, 34: 127–157
- Li Changnian, Lu Fengxiang and Cheng Meihua. 2001. Study on petrology of Wajilitag volcanic complex, Bachu. *Xinjiang Geology*, 19(1): 38–42 (in Chinese)
- Luhr JF, Allan JF *et al.* 1989. Primitive calca-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican volcanic belt. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 4515–4530
- Mckenzie D and Bickle MJ. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625–679
- Mckenzie D and O'Nions RK. 1995. The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 36:133–159
- Ohtami E. 1990. Majorite fractionation and genesis of komatiites in the deep mantle. *Precambrian Research*, 48:195–202
- Révilion S, Arndt NT, Chauvel C and Hallot E. 2000. Geochemical study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona Island Colombia: the plumbing system of an ocean plateau. *Journal of Petrology*, 41:1127–1152
- Ringwood AE. 1981. (Yang Mei'e. Trans) Composition and Petrology of Mantle. Beijing: Geological Publishing House, 218–271 (in Chinese)
- Rollison HR (Ed.). Yang Xueming, Yang Xiaoyong, Chen Shuangxi, *et al.* (Translation). 2000. Petrogeochemistry. Hefei: Chinese Science and Technology University Publishing House, 179–205 (in Chinese)
- Sato H. 1977. Nickel content of basaltic magmas: Identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 10: 113–120
- Smonetti A, Goldstein SL, Schmidberger SS and Viladkar SG. 1998. Geochemical and Nd, Pb and Sr isotope data from Deccan aluaine complexes – inferences for mantle source and plume-lithosphere interaction. *Journal of Petrology*, 39:847–864
- Spáth A, Roex AP *et al.* 2001. Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related aluaine volcanism – the Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya. *Journal of Petrology*, 42: 765–787
- Su Li. 1991. Study on magmatic inclusion of Wajilitag kimberlites minerals, Bachu, Xinjiang. *Periodical of Xi'an Geological Mineral Institute*, (32): 33–46
- Tatsumi YM, Sakuyama H *et al.* 1983. Generation of arc basalt magmas and the thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 88(B7): 5815–5825
- Tomlinson KY, Hughes DJ, Thurston PC, Hall RP. 1999. Plume magmatism and crustal growth at 2.9 to 3.0 Ga in the Steep Rock and Lumby lake area, Western Superior Province. *Lithos*, 46: 103–136
- Viljoen MJ, Viljoen RP and Pearton TN. 1986. Characteristics and distribution of the Archean Era komatiitic volcanic rocks, South Africa. In: Yan Binggang, Wang Bingxi, Bai Wenji, *et al.* Trans. Komatiite. Beijing: Geological Publishing House, 37–57 (in Chinese)
- Wang Renmin, He Gaopin *et al.* 1987. Primary rock diagrammatic distinguishment methods of metamorphic rocks. Beijing: Geological Publishing House, 91–95 (in Chinese)
- Wang Yisheng, Su Li. 1987. Petro-mineral characteristics of Wajilitag kimberlites and contrast with some correlation region, Bachu, Xinjiang. *Periodical of Xi'an Geological Mineral Institute*, 15:47–56 (in Chinese)
- Wang Yisheng, Su Li. 1990. Composition characteristics and forming condition of phlogolites in Wajilitag kimberlites, Bachu, Xinjiang. *Periodical of Xi'an Geological Mineral Institute*, 28:47–55 (in Chinese)
- Weaver BL. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104:381–397
- West HB, Garcia MO, Gerlach DC and Romano J. 1992. Geochemistry of tholeiites from Lanai, Hawaii. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112:520–542
- Wilson M and Downes H. 1991. Tertiary-Quaternary extension-related magmatism in western and central Europe. *Journal of Petrology*, 32: 811–849
- Xie Q, Kerrich R and Fan J. 1993. HFSE/REE fractionations recorded in three komatiite-basalt sequences. Archean Abitibi greenstone belt: implications for multiple plume sources and depths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 4111–4118
- Xie Q and Kerrich R. 1994. Silicate-perovskite and majorite signature komatiites from the Archean Abitibi Greenstone Belt: implications for early mantle differentiation and stratification. *J. Geophys. Res.* 99(B8): 15799–15812
- Xie Q, McCuaig TC and Kerrich R. 1995. Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high-Mg lavas and modern oceanic basalts. *Chemical Geology*, 126(1): 29–42
- Zindler A and Hart SR. 1986. Chemical geodynamics. *Am. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14:493–571

附中文参考文献

- Arndt NT and Nisbet EG. 1986. 什么是科马提岩? 见: 颜秉纲, 王炳熙, 白文吉等译. 科马提岩. 北京: 地质出版社, 12–17
- Le Maitre RM. 王碧香等译. 1991. 火成岩分类及术语词典. 北京: 地质出版社, 42–43
- Rollison HR 著. 杨学明, 杨晓勇, 陈双喜等译. 2000. 岩石地球化学. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 179–205
- Viljoen MJ, Viljoen RP and Pearton TN. 1986. 南非太古代科马提质火山岩特征及其分布. 见: 颜秉纲, 王炳熙, 白文吉等译. 科马提岩. 北京: 地质出版社, 37–57
- 贾承造. 1997. 中国塔里木盆地构造特征与油气. 北京: 石油工业出版社, 156–170
- 姜常义, 张蓬勃, 卢登蓉, 白开寅等. 2004a. 柯坪玄武岩的岩石学、地球化学、Nd、Sr、Pb 同位素组成与岩石成因. *地质论评*, 50(5): 492–500
- 姜常义, 贾承造, 李良辰, 张蓬勃等. 2004b. 塔里木板块西部麻扎尔塔格地区高镁岩浆的起源与源区组成. *地质学报*, 78(6)
- 李昌年, 路凤香, 陈美华. 2001. 巴楚瓦吉里塔格火成杂岩体岩石学研究. *新疆地质*, 19(1): 38–42
- 林伍德 A. E. (杨美娥, 译). 1981. 地幔的成分与岩石学. 北京: 地质出版社, 218–271
- 苏犁. 1991. 新疆巴楚瓦基里塔格金伯利岩矿物中岩浆包裹体研究. *西安地质矿产研究所所刊*, 第 15 号: 47–56
- 王仁民, 贺高品, 陈珍珠, 郑松彦, 耿元生. 1987. 变质岩原岩图解判别法. 北京: 地质出版社, 91–95
- 王懿圣, 苏犁. 1987. 新疆巴楚瓦吉里塔格“金伯利岩”岩石矿物特征及与某些相关地区对比. *西安地质矿产研究所所刊*, 第 15 号: 47–56
- 王懿圣, 苏犁. 1990. 新疆巴楚瓦吉里塔格金伯利岩中金云母成分特征及形成条件讨论. *西安地质矿产研究所所刊*, 第 28 号: 47–55
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 266–580