

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

塔里木板块东北部古堡泉岩体岩石 地球化学特征与成因

夏明哲^{1,2)}, 姜常义^{1,2)}, 余旭¹⁾, 逯东霞¹⁾, 魏巍¹⁾, 张建中³⁾

1) 长安大学地球科学与资源学院, 西安, 710054; 2) 西部矿产资源与地质工程
教育部重点实验室, 西安, 710054; 3) 西安地质矿产研究所, 西安, 710054

内容提要:古堡泉岩体位于甘肃北山裂谷带的南带, 岩体呈不规则的岩株状, 出露面积约 1.7 km²。主体岩性为辉长岩, 含有较多的橄榄辉长岩、辉石橄长岩析离体, 各岩相之间呈渐变过渡关系。大部分样品属于拉斑玄武岩系列, 少数样品属碱性玄武岩系列。岩石中 TiO₂、K₂O、P₂O₅、大离子亲石元素和稀土元素丰度很低 ($\sum \text{REE} = 5.29 \times 10^{-6} \sim 17.30 \times 10^{-6}$)。ε_{Nd}(t) = +6.9‰ ~ +8.1‰, ε_{Sr}(t) = +2.3‰ ~ +17.3‰, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.463 ~ 18.645, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.604 ~ 15.634, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.351 ~ 38.497。岩体源区可能为先期发生过部分熔融的亏损型地幔, 岩浆在运移过程中遭受了显著陆壳物质的混染。原生岩浆为富铁贫镁的玄武质岩浆, 在上侵和运移过程中主要发生了以单斜辉石和橄榄石为主的暗色矿物的分离结晶作用和不同程度斜长石的堆晶作用。岩体是地幔尖晶石橄榄岩在较低压力下发生较大程度部分熔融的产物。

关键词: 古堡泉岩体; 岩石地球化学; 岩浆演化; 塔里木板块

在塔里木板块东北部, 出露有近百个镁铁-超镁铁质杂岩体。近几年来越来越多的证据表明, 这些杂岩体基本上都形成于二叠纪(左国朝等, 1990; 何国琦等, 1994; 姜常义等, 2006; 刘畅等, 2006; 谢春林等, 2009)。与此同时, 在塔里木板块东北部还有大量的二叠纪玄武岩。其中, 甘肃省西部的柳园玄武岩带长约 150 km(姜常义等, 2007), 蚕头山-笔架山岩体群北侧也有一条将近 100 km 长的玄武岩带(笔架山幅地质图 1/25 万, 未出版)。如此强烈的幔源岩浆活动是如何产生的呢? 大部分学者认为塔里木板块东北部的岩浆岩形成于陆内裂谷环境(李锦轶等, 2000, 2006; 左国朝等, 2003; 新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993)。然而, 至今还没有在该区确认出一套形成于二叠纪的正断层系统, 也没有发现含有碱性暗色矿物和似长石的碱性岩。因此, 作为裂谷构造岩浆带的最直接证据尚不充分, 该构造岩浆带的属性还需要进一步研究, 尤其是要加强岩浆岩岩石学和构造地质学方面的深入研究。为此, 我们选择了有一定工作基础的古堡泉岩体作为一个典型的岩体加以解剖。

1 地质背景

古堡泉岩体位于甘-新两省区分界线的甘肃省一侧, 构造背景属于甘肃北山裂谷带的南带(左国朝等, 1990), 该构造岩浆带与新疆北山裂谷构造岩浆带为同一构造岩浆带, 构造分区属塔里木板块东北部(左国朝等, 2003)。古堡泉岩体呈不规则的岩株状, 四周向外陡倾, 东西方向长约 1.4 km, 南北方向宽约 1.2 km, 出露面积约 1.7 km²。岩体主要侵位于前寒武纪的大理岩、白云母片岩中(甘肃省区域地质志将这套变质地层厘定为奥陶-志留纪, 见甘肃省地质图(1:100 万), 甘肃省地质矿产局, 1989)。岩体东南部侵位于下二叠统哲斯群玄武岩中, 并被密集的二叠纪辉绿岩脉、辉绿玢岩脉穿插。这些基性岩脉长几百至几千米, 宽 2~5 m, 陡倾, 以近东西走向居多(图 1)。根据上述穿插关系, 方山口幅(1:20 万)地质报告将古堡泉岩体的形成时代厘定为华力西晚期, 即二叠纪(甘肃省地质矿产局第二区域地质测量大队, 1973)。20 世纪 70 年代, 曾将古堡泉岩体与新疆北山裂谷带中含有磁铁矿矿床的磁海岩体

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40534020、40872070)资助的成果。

收稿日期: 2009-07-02; 改回日期: 2010-01-12; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 夏明哲, 男, 1979 年生。博士, 讲师。主要从事岩石学方面的研究。通讯地址: 710054, 西安市雁塔路南路 126 号长安大学资源学院; Email: zymzxia@chd.edu.cn。

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

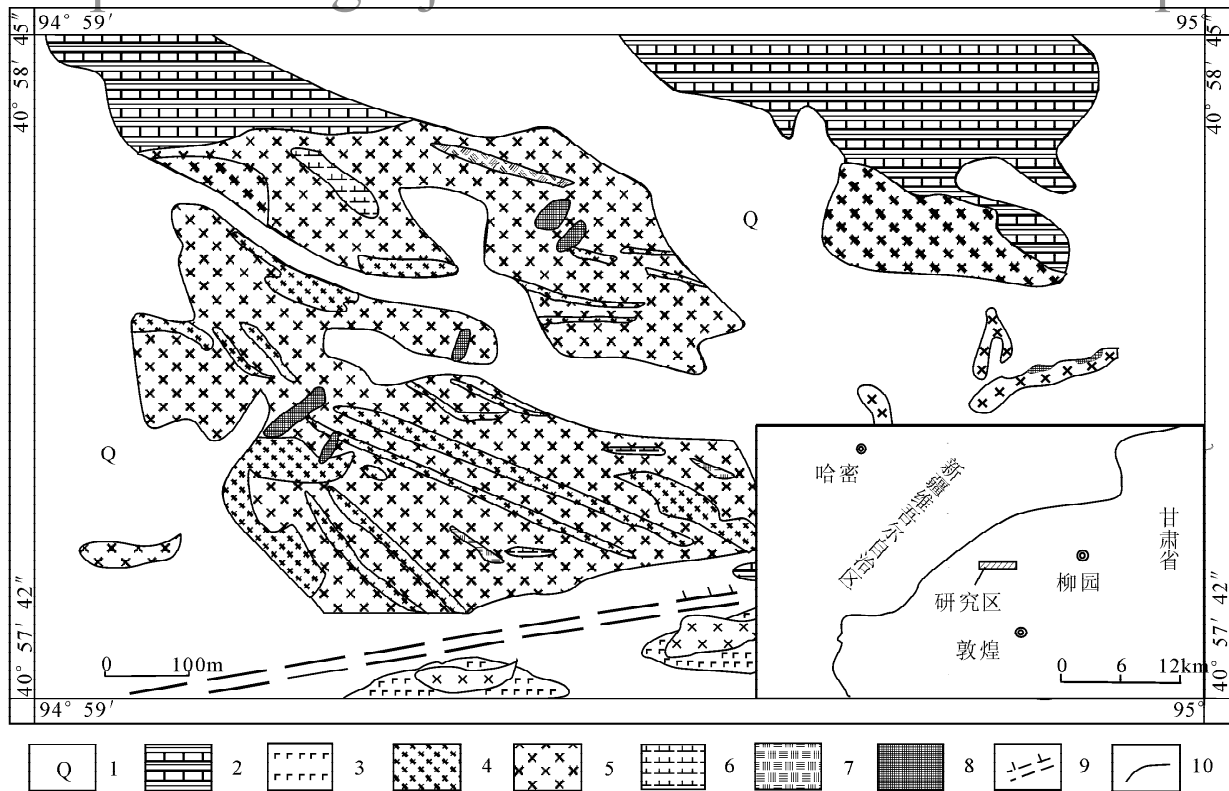


图1 古堡泉岩体地质图(据古堡泉铁矿地质图缩编1:2000^①)

Fig.1 The geological map of Gubaoquan intrusion (reduced scale after Gubaoquan iron deposit 1:2000)

1—第四系;2—前寒武纪硅化大理岩夹白云母片岩;3—二叠纪哲斯群玄武岩;4—辉绿玢岩、辉绿岩;5—辉长岩;6—橄辉岩;
7—辉石橄长岩;8—矿体;9—推测断层;10—地质界线

1—Quaternary system;2—Precambrian marble interlacing muscovite schist;3—Permian basalt belonging to Zhesi group;
4—allgovite and diabase;5—gabbro;6—olivine gabbro;7—augite troctolite;8—deposit body;9—fault;10—geological boundary

(同属二叠纪)进行对比,并对其含矿性进行了评价。

2 岩相学与造岩矿物晶体化学

古堡泉岩体主要由辉长岩、橄辉岩和辉石橄长岩组成,其中后二种岩相在辉长岩中呈似异离体状产出,二者显示渐变过渡关系;它们与辉长岩之间也呈渐变过渡关系。各类岩相的岩相学特征如下:

辉长岩:暗绿色,中粗粒辉长结构。主要矿物成分斜长石和普通辉石,二者含量近于相等;偶尔可以见到少量橄辉岩和普通角闪石,含量一般不高于2%。斜长石多为半自形-自形板柱状,聚片双晶发育。端元组分为 $An_{58}Ab_{42} - An_{67}Ab_{33}$,为拉长石。辉石多呈自形柱粒状,常发生纤闪石化和绿泥石化,且往往残留辉石假象。少数辉石颗粒较大,其中可以见到斜长石嵌晶,使岩石又显示嵌晶含长结构。电子探针分析结果(表1),辉石端元组分为 Wo_{45}

$En_{14}Fs_{11} - Wo_{39}En_{49}Fs_{12}$,为普通辉石、透辉石、次透辉石。橄辉岩端元组分为 $Fo_{70}Fa_{30} \sim Fo_{72}Fa_{28}$,为贵橄辉岩。副矿物主要为磁铁矿以及少量的榍石、磷灰石。

橄辉岩:暗绿色,辉长结构。矿物成分主要是基性斜长石,多呈自形板柱状,其端元组分为 $An_{76}Ab_{24} \sim An_{78}Ab_{22}$,为培长石。少量斜长石可呈嵌晶产于橄辉岩或辉石中,普遍显示轻微钠铝帘石化。暗色矿物以单斜辉石为主,还有橄辉岩,其中辉石呈半自形-它形柱粒状,含量约占30%。其端元组分为 $Wo_{46}En_{18}Fs_8 - Wo_{39}En_{52}Fs_9$,为透辉石和顽透辉石。橄辉岩比较新鲜,含量约占15%,有时可以见到辉石包裹橄辉岩,构成包橄结构。仅少数颗粒被蛇纹石、滑石、透闪石等交代,多数比较新鲜,电子探针分析结果,端元组为 $Fo_{81}Fa_{19} - Fo_{83}Fa_{17}$,为贵橄辉岩。副矿物主要为磁铁矿,含量约4%。

<http://www.gsjournal.cn/dxb/ol/index.aspx>

表 1 古堡泉岩体橄榄石、辉石和斜长石电子探针分析数据表 (%)
Table 1 the analytical data (%) of olivines, pyroxenes and plagioclases

岩性	样号	矿物	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Total	组成
辉石橄长岩	H1-2-ol1	贵橄榄石	40.16	0	0.01	16.1	0.26	43.15	0.06	0.03	0.01	0.24	0	100.06	Fo ₈₂ Fa ₁₈
辉石橄长岩	H1-2-ol2	贵橄榄石	39.92	0.03	0.03	15.7	0.17	43.82	0.01	0	0.02	0.27	0.03	99.94	Fo ₈₃ Fa ₁₇
辉石橄长岩	H1-2-ol3	贵橄榄石	39.78	0.03	0	14.9	0.27	45.66	0.02	0	0	0.27	0.02	100.96	Fo ₈₄ Fa ₁₆
辉石橄长岩	H1-2-ol4	贵橄榄石	39.26	0.01	0.02	16	0.22	44.17	0.02	0.01	0	0.17	0.03	99.9	Fo ₈₃ Fa ₁₇
辉长岩	H2-8-ol1	贵橄榄石	38.13	0	0.05	25.5	0.38	35.07	0.06	0	0.01	0.08	0.29	99.57	Fo ₇₁ Fa ₂₉
辉长岩	H2-8-ol2	贵橄榄石	37.62	0	0	26.1	0.49	35.23	0.02	0	0.01	0.19	0	99.67	Fo ₇₀ Fa ₃₀
辉长岩	H2-8-ol3	贵橄榄石	37.86	0	0.02	25.4	0.39	37	0.02	0.01	0	0	0.02	100.73	Fo ₇₂ Fa ₂₈
辉长岩	H2-8-ol4	贵橄榄石	38.32	0	0	26	0.39	35.37	0.02	0	0	0.05	0.01	100.17	Fo ₇₁ Fa ₂₉
橄榄辉长岩	HB-8-ol1	贵橄榄石	39.88	0	0	16.4	0.24	42.77	0.02	0	0.04	0.24	0.06	99.68	Fo ₈₂ Fa ₁₈
橄榄辉长岩	HB-8-ol2	贵橄榄石	38.74	0	0.04	17.9	0.31	41.4	0.09	0	0.04	0.32	0.13	98.99	Fo ₈₁ Fa ₁₉
橄榄辉长岩	HB-8-ol3	贵橄榄石	39.86	0	0	16	0.25	42.18	0.05	0.03	0.01	0.37	0.04	98.8	Fo ₈₂ Fa ₁₈
橄榄辉长岩	HB-8-ol4	贵橄榄石	38.98	0	0	16.1	0.22	45.12	0.03	0.01	0	0.29	0.01	100.75	Fo ₈₃ Fa ₁₇
辉石橄长岩	H1-2-px1	顽透辉石	50.37	1.13	2.9	4.89	0.18	17.09	21.1	0.45	0.02	0.08	1.18	99.32	Wo ₄₃ En ₄₉ Fs ₈
辉石橄长岩	H1-2-px2	透辉石	51.52	1.36	3.22	4.09	0.13	16.26	22.6	0.53	0	0.08	0.71	100.44	Wo ₄₇ En ₄₇ Fs ₇
辉石橄长岩	H1-2-px3	古铜辉石	55.59	0.5	1.41	9.93	0.26	31.83	0.86	0	0.01	0.01	0.35	100.74	Wo ₁ En ₈₄ Fs ₁₅
辉石橄长岩	H1-2-px4	古铜辉石	55.56	0.43	1.41	9.58	0.21	30.66	2.29	0.05	0.01	0.07	0.4	100.68	Wo ₄ En ₈₁ Fs ₁₄
辉长岩	H2-8-px1	普通辉石	51.18	0.79	3.07	7.56	0.2	16.98	18.8	0.4	0.04	0	0.38	99.4	Wo ₃₅ En ₄₉ Fs ₁₂
辉长岩	H2-8-px2	次透辉石	52.2	0.84	2.47	6.76	0.16	15.29	22.3	0.38	0	0.16	0.23	100.79	Wo ₄₅ En ₄₄ Fs ₁₁
辉长岩	H2-8-px3	透辉石	51.14	0.74	2.54	6.37	0.19	15.09	22.1	0.32	0	0	0.51	99.02	Wo ₄₆ En ₄₄ Fs ₁₀
辉长岩	H2-8-px4	普通辉石	52.97	0.68	2.32	8.07	0.2	15.85	19.4	0.41	0.01	0	0.21	100.11	Wo ₄₁ En ₄₆ Fs ₁₃
橄榄辉长岩	HB-8-px1	透辉石	53.3	0.41	2.02	3.66	0.1	17.12	23.1	0.41	0	0.07	0.72	100.93	Wo ₄₆ En ₄₈ Fs ₆
橄榄辉长岩	HB-8-px2	顽透辉石	52.43	0.39	2.28	4.49	0.16	17.61	20.3	0.41	0.04	0.12	0.88	99.06	Wo ₄₂ En ₅₁ Fs ₇
橄榄辉长岩	HB-8-px3	顽透辉石	52.12	0.59	2.61	4.59	0.19	17.57	20.4	0.39	0.02	0.2	0.87	99.55	Wo ₄₃ En ₅₀ Fs ₇
橄榄橄长岩	HB-8-px4	顽透辉石	52.03	0.24	2.94	5.76	0.11	18.05	18.7	0.41	0.01	0.06	1.29	99.57	Wo ₃₉ En ₅₂ Fs ₉
辉石橄长岩	H1-2-pl1	拉长石	51.54	0.09	30.9	0.1	0.01	0.03	13.7	3.79	0.06	0	0.01	100.22	An ₆₇ Ab ₃₃
辉石橄长岩	H1-2-pl2	拉长石	53.28	0.07	29.3	0.15	0.09	0	12.5	4.69	0.08	0	0	100.11	An ₆₄ Ab ₃₆
辉石橄长岩	H1-2-pl3	拉长石	50.91	0.06	29.9	1.01	0	0.76	12.8	4.06	0.1	0	0.02	99.67	An ₆₅ Ab ₃₅
辉石橄长岩	H1-2-pl4	拉长石	52.72	0.03	29.5	0.15	0	0.01	12.5	4.88	0.08	0	0	99.89	An ₆₈ Ab ₃₂
辉长岩	H2-8-pl1	拉长石	50.86	0	31.9	0.21	0	0.02	14.1	3.84	0.05	0	0	101	An ₆₆ Ab ₃₄
辉长岩	H2-8-pl2	拉长石	51.98	0.03	30.6	0.26	0	0.01	13.6	4.17	0.06	0.02	0	100.66	An ₅₉ Ab ₄₁
辉长岩	H2-8-pl3	拉长石	51.56	0.1	30.7	0.42	0	0.01	13.6	4.03	0.08	0.08	0	100.64	An ₆₇ Ab ₃₆ Or ₁
辉长岩	H2-8-pl4	拉长石	50.53	0.11	31.5	0.24	0	0.04	14.4	3.76	0.06	0	0	100.62	An ₅₈ Ab ₄₂
橄榄橄长岩	HB-8-pl1	培长石	48.49	0.04	32.9	0.2	0.01	0.01	16.1	2.59	0.03	0	0.02	100.4	An ₇₇ Ab ₂₃
橄榄橄长岩	HB-8-pl2	培长石	48.27	0.05	32.9	0.17	0.03	0	16.2	2.46	0.05	0.01	0.03	100.14	An ₇₈ Ab ₂₂
橄榄橄长岩	HB-8-pl3	培长石	49.01	0.08	32.7	0.13	0	0.1	15.6	2.7	0.03	0	0.04	100.41	An ₇₆ Ab ₂₄
橄榄橄长岩	HB-8-pl4	拉长石	49.34	0.02	32	0.29	0.01	0.03	15.2	3.24	0.05	0	0.02	100.17	An ₆₇ Ab ₄₃

注:本数据由长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室采用 JXI-8100 型电子探针分析提供,电流 1.0×10^{-8} ,电压 15kV。

辉石橄长岩:暗褐色或黑绿色,全晶质中粗粒结构。矿物成分以基性斜长石和橄榄石为主,含有少量的单斜辉石和斜方辉石。基性斜长石多呈半自形-自形板状晶,聚片双晶发育,粒度均匀,含量约占 50% 以上,斜长石的端元组为 An₆₄ Ab₃₆ ~ An₆₈ Ab₃₂,为拉长石。橄榄石多呈它形粒状,比较新鲜,仅少数边缘显示伊利石化。有的橄榄石颗粒具辉石反应边,构成环带结构,含量约占 30%。橄榄石的端元组为 Fo₈₂ Fa₁₈ - Fo₈₄ Fa₁₆,为贵橄榄石。单斜辉石的端元组分为 Wo₄₇ En₄₇ Fs₆ - Wo₄₃ En₄₉ Fs₈,为透辉石和顽透辉石;斜方辉石的端元组分为 Wo₄ En₈₁ Fs₁₅ - Wo₁ En₈₄ Fs₁₅,为古铜辉石。副矿物主要为磁

铁矿,含量约为 3% ~ 4%。

3 分析方法

本文样品微量元素, Nd、Sr 和 Pb 同位素比值测试在中国科学院广州地球化学研究所完成。其中微量元素采用 ICP-MS 测试,分析精度优于 10%。Nd、Sr 同位素分析仪器为 Micromass Isoprobe 型多接收器等离子体质谱仪。Sr、Nd 的全流程空白分别为 20、10 pg,对样品的贡献可以忽略。测试时 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值标准到 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.721906 和 ¹⁴⁵Nd/¹⁴⁴Nd = 0.348440, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值标准化到 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.11940。该仪器测量 La Jolla 标准

的 $^{143}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}$ 比值为 0.511861 ± 10 。测量SRM-987标准的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710263 \pm 10$ 。Pb同位素所用仪器为VG354热电离质谱仪。Pb的全流程空白为100pg,对样品的贡献可以忽略。该仪器测量标准物质SRM-981的Pb同位素组成分别为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.934 \pm 0.007$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.486 \pm 0.017$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.673 \pm 0.033$ ($n = 20$),该结果与用双稀释剂测定的推荐值(分别为16.9322,15.4855和36.6856)(Todt et al.,1993)非常一致。

矿物成分在长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室采用JXI-8100型电子探针分析,电压15kV,电流 1.0×10^{-8} A,束斑 $1\mu\text{m}$ 。

4 地球化学

4.1 主量元素地球化学

古堡泉岩体硅酸盐全分析数据见表2,其中除一件辉石橄长岩样品(78GT07)的 SiO_2 为39.83%外,大部分硅酸盐全分析样品的 SiO_2 介于45%~52%之间,属基性岩类。与岩相学特征变化相对应,岩体中 Al_2O_3 、 FeO_t 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 含量变化

大。此外 TiO_2 、 K_2O 、 P_2O_5 含量相对较低,辉长岩、橄榄辉长岩和辉石橄长岩的m/f平均值分别为2.26、2.80和3.38,属于富镁的基性岩。在全碱—硅图解(TAS)中除六件样品投在了碱性玄武岩系列区域外,大部分样品都投影在亚碱性系列区(图2a)。在AFM图解上,除两件样品外,其余属亚碱性系列的样品落在了拉斑玄武岩系列区,并且显示了非常清晰的铁富集趋势,应属拉斑玄武岩系列(图2b)。由此可见,古堡泉岩体的岩石化学组成主要属于拉斑玄武岩系列,少数样品属碱性玄武岩系列。

4.2 稀土元素和微量元素地球化学

古堡泉岩体稀土元素含量很低(表3), $\sum\text{REE} = 5.29 \times 10^{-6} \sim 17.30 \times 10^{-6}$,平均值为 11.56×10^{-6} ,仅为球粒陨石的2~5倍(图3a)。(La/Yb) $_N = 1.22 \sim 0.34$, (La/Sm) $_N = 1.13 \sim 0.38$, (Gd/Yb) $_N = 1.19 \sim 0.9$,表明其轻重稀土元素之间和轻稀土元素,重稀土元素内部的分馏均很弱。 $\delta\text{Eu} = 1.18 \sim 4.09$,显示了不同程度的正铕异常。在球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线上,除一件样品(H4-3(La/Sm) $_N = 1.13$),其余样品显示了具有明显正铕异常的轻稀土元素亏损型特征。

表2 古堡泉岩体主量元素分析数据表(%)

Table 2 The Major elements compositions (%)

样品	岩石名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Mg [#]	Mg/Fe
78GT03	辉长岩	49.46	0.69	15.37	1.07	6.78	8.54	12.25	2.61	0.16	0.04	0.17	0.66	1.92
78GB88	辉长岩	47.12	0.28	22.02	1.27	4.31	8.42	12.43	2.31	0.16	0.02	0.09	0.73	2.71
78BH05	辉长岩	46.18	0.55	18.2	1.86	5.89	11.33	10.11	1.71	0.23	0.06	0.13	0.73	2.63
12	辉长岩	49.17	0.50	18.22	1.03	5.08	7.89	13.53	2.05	0.14	0.03	0.14	0.70	2.29
27	辉长岩	48.53	0.34	16.24	1.17	4.47	10.78	14.13	1.71	0.12	0.08	0.12	0.78	3.41
30	辉长岩	48.37	2.05	14.29	4.73	7.85	6.51	9.79	3.1	0.85	0.26	0.21	0.49	0.94
78GH174	辉长岩	46.41	0.27	17.98	1.51	5.56	10.69	11.7	1.94	0.10	0	0.12	0.73	2.71
78GP24	辉长岩	49.61	0.47	17.11	1.52	5.46	9.57	12.3	1.99	0.20	0	0.17	0.71	2.44
78SH40	辉长岩	49.65	1.03	18.98	2.61	4.54	4.20	9.69	3.85	0.72	0.14	0.14	0.52	1.07
78BH41	辉长岩	47.86	1.36	16.18	4.44	6.75	7.55	7.52	3.41	0.70	0.19	0.16	0.56	1.23
78BH48	辉长岩	46.18	0.12	19.13	1.21	3.35	9.91	14.13	0.97	1.31	0.04	0.09	0.80	3.90
78BH49	辉长岩	46.30	0.08	23.41	0.71	2.51	7.54	11.96	1.14	2.5	0.04	0.08	0.81	4.16
78KH03	辉长岩	45.20	2.16	12.86	7.29	7.82	5.39	9.37	3.49	0.12	0.39	0.22	0.40	0.66
	辉长岩	48.24	0.97	17.88	3.16	5.95	7.51	10.99	2.55	0.89	0.28	0.13	0.60	1.50
78BH18	橄榄辉长岩	49.37	0.47	14.99	1.21	5.08	9.96	14.32	1.96	0.08	0.04	0.17	0.74	2.80
21	橄榄辉长岩	49.03	0.37	17.95	1.44	3.41	9.04	15.1	1.65	0.13	0.03	0.1	0.77	3.35
24	橄榄辉长岩	46.16	0.38	19.9	1.55	5.59	11.3	11.37	1.81	0.26	0.04	0.12	0.74	2.84
78SH06	橄榄辉长岩	46.55	0.20	20.69	1.44	5.50	11.6	10.13	2.14	0.07	0.02	0.12	0.75	2.99
78SH21	橄榄辉长岩	47.72	0.20	18.74	1.37	5.66	11.87	9.90	2.44	0.07	0.02	0.12	0.75	3.02
78SH23	橄榄辉长岩	49.01	0.26	18.44	1.53	6.08	9.65	10.88	2.72	0.07	0.01	0.13	0.70	2.27
78SH22	橄榄辉长岩	50.34	0.34	19.28	1.08	5.50	8.63	10.88	2.94	0.18	0.03	0.13	0.70	2.33
78GT07	辉石橄长岩	39.38	0.41	6.49	6.13	6.11	27.69	4.78	0.53	0.10	0.03	0.18	0.81	4.18
78BH15	辉石橄长岩	47.53	0.30	19.93	1.35	5.62	10.02	10.92	2.24	0.18	0.03	0.12	0.72	2.57

注:数据来源于《甘肃北山古堡泉—东大泉—音凹峡一带磁海式铁矿形成条件的研究报告》。

<http://www.geochina.cn/dlib/ch/index.aspx>

表 3 古堡泉岩体稀土元素、微量元素数据表($\times 10^{-6}$)
Table 3 REEs and trace elements abundance data($\times 10^{-6}$)

样品	H2-3	H2-6	H1-7	H1-3	H4-3	H4-7
岩石名称	辉长岩	辉长岩	辉石橄长岩	辉石橄长岩	橄辉辉长岩	橄辉辉长岩
Sc	27.5	35.53	21.4	18.97	7.174	17.6
Ti	/	2711.5	/	2546.3	762.1	/
V	95.4	158.9	102	113.9	29.43	98.2
Cr	389	565.8	1642	2284.3	109.3	1704
Mn	/	959.3	/	1018	864.6	/
Co	38.4	36.04	72.4	80.33	48.52	69.7
Ni	228	120.4	1044	932.2	210.6	968
Cu	66	74.53	58.8	58.4	67.33	54.7
Zn	52.1	46.01	71.2	57.06	53.1	67.1
Ga	/	14.37	/	7.79	14.14	/
Ge	/	1.451	/	1.17	0.967	/
Rb	1.39	6.97	1.09	1.89	2.03	2.24
Sr	146	121.2	68.8	62.2	165.5	72.1
Y	7.52	14.01	10.7	9.38	2.43	10.4
Zr	7.20	18.33	17.3	26.49	4.47	17.4
Nb	0.24	0.68	0.39	0.73	0.48	0.4
Ba	32.7	41.24	48.9	33.65	34.19	52.2
La	0.56	0.74	1.05	0.80	0.51	1.01
Ce	1.43	2.30	2.37	2.31	1.27	2.53
Pr	0.26	0.46	0.39	0.40	0.18	0.42
Nd	1.40	2.92	1.98	2.30	0.94	2.15
Sm	0.59	1.22	0.77	0.82	0.28	0.81
Eu	0.46	0.71	0.38	0.40	0.46	0.4
Gd	0.85	2.00	1.09	1.30	0.41	1.12
Tb	0.18	0.39	0.23	0.25	0.07	0.23
Dy	1.17	2.56	1.54	1.67	0.44	1.17
Ho	0.26	0.54	0.34	0.37	0.09	0.34
Er	0.72	1.49	1.01	1.03	0.27	1.02
Tm	0.10	0.23	0.15	0.17	0.04	0.15
Yb	0.65	1.49	0.98	1.12	0.28	0.99
Lu	0.10	0.24	0.15	0.19	0.05	0.15
Hf	0.32	0.56	0.64	0.71	0.11	0.63
Ta	0.05	0.04	0.09	0.04	0.03	0.05
Pb	4.75	1.67	4.36	2.34	3.09	3.3
Th	0.06	0.04	0.11	0.11	0.04	0.09
U	0.12	0.18	0.13	0.16	0.12	0.28
Σ REE	8.73	17.30	12.43	13.12	5.29	12.49
δ Eu	1.98	1.39	1.27	1.18	4.09	1.28
(La/Yb) _N	0.58	0.34	0.72	0.48	1.22	0.69
(Gd/Yb) _N	1.06	1.09	0.90	0.94	1.19	0.91
(La/Sm) _N	0.60	0.38	0.86	0.62	1.13	0.79

注:本数据由中国科学院广州地球化学研究所 MC-ICP-MS 实验室分析。

岩石中各种微量元素丰度也很低,大部分样品稀土元素、不相容元素和高场强元素的含量与原始地幔相似(图 3b)。岩石总体富集大离子亲石元素(Cs、Rb、Ba、Sr),具有明显的 Th、Nb-Ta 负异常。

4.3 Nd、Sr、Pb 同位素组成

采用位于塔里木板块东北部的中坡山北镁铁质杂岩体的锆石 U-Pb 年龄(274Ma)(姜常义等,

2006)计算了岩体 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 $\epsilon_{Sr}(t)$ 值。三件样品的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 $+6.9\text{‰} \sim +8.1\text{‰}$, 反映高度亏损特征; $\epsilon_{Sr}(t)$ 值分别为 $+2.3\text{‰} \sim +17.3\text{‰}$, 反映 Sr 同位素的富集型特征。在 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 相关图上, 数据点都位于第一象限(图 4)。

三件样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别是 $18.463 \sim 18.645$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别是 $15.604 \sim 15.634$;

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

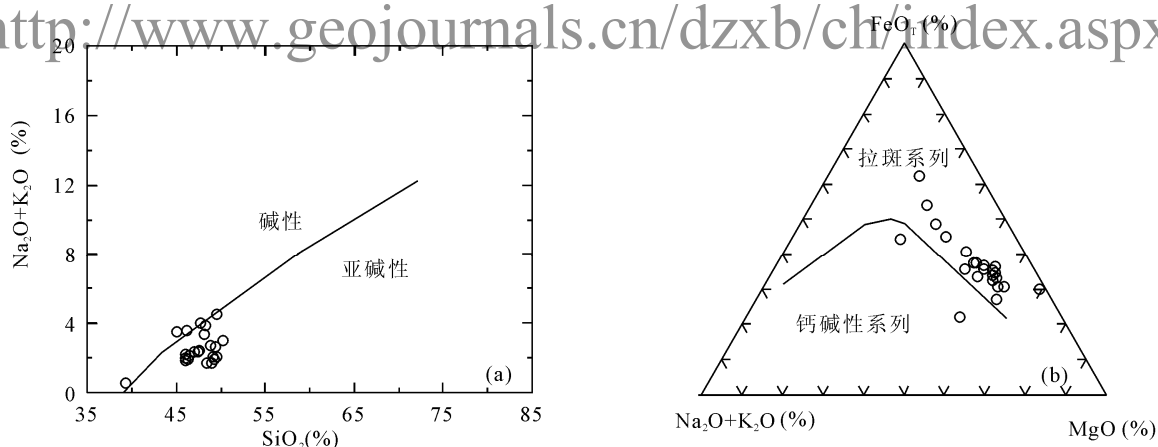


图 2 (a)古堡泉岩体 TAS 图解和(b)AFM 图解(据 Irvine,1971)

Fig. 2 (a) The petrochemical series classification diagram of TAS and (b) AFM (after Irvine,1971)

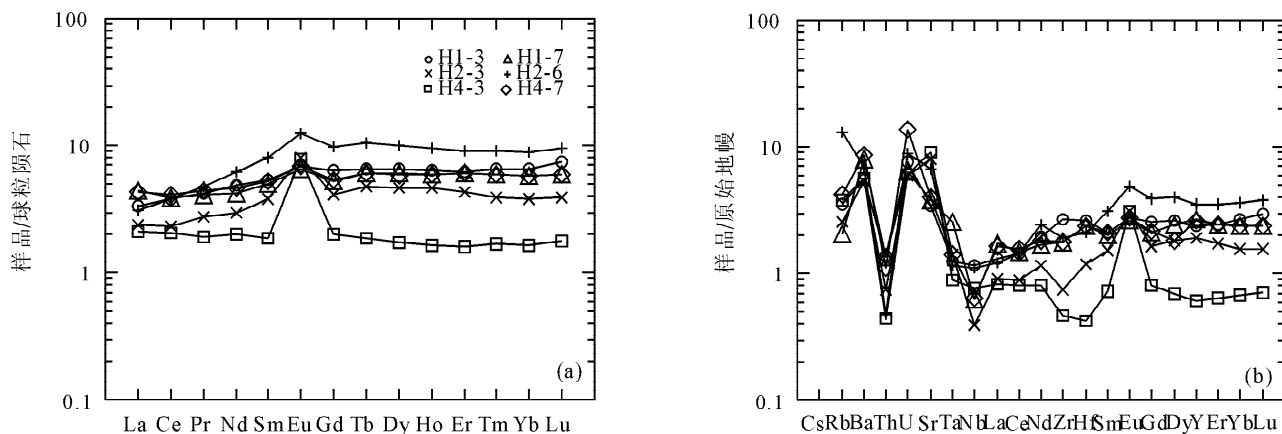


图 3 (a)球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线图和(b)原始地幔标准化的多元素蛛网图
(原始地幔标准值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 3 (a) Chondrite-normalized REE pattern and (b) primitive mantle-normalized spider diagrams
(normalizing values after Sun and McDonough, 1989)

表 4 古堡泉岩体 Nd、Sr、Pb 同位素组成

Table 4 The isotopic compositions of Nd, Sr and Pb

样品	岩性	Rb($\times 10^{-6}$)	Sr($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$
H1-1	辉石橄长岩	1.89	62.2	0.0876	0.70604	0.000013	0.7057	17.3
H2-6	辉长岩	6.97	121.0	0.1655	0.7053	0.000011	0.7047	2.3
H4-3	橄榄辉长岩	2.03	166.0	0.0354	0.7053	0.000015	0.7052	9.6
岩性	岩性	Sm($\times 10^{-6}$)	Nd($\times 10^{-6}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
H1-1	辉石橄长岩	0.82	2.30	0.2142	0.513025	0.000006	0.51264	6.9
H2-6	辉长岩	1.22	2.92	0.2531	0.513092	0.000008	0.51263	6.9
H4-3	橄榄辉长岩	2.28	0.94	0.1809	0.513024	0.000006	0.51270	8.1
岩性	岩性	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	RSD%	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	RSD%	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	RSD%	
H1-1	辉石橄长岩	18.463	0.04	15.634	0.047	38.497	0.042	
H2-6	辉长岩	18.645	0.03	15.604	0.014	38.351	0.012	
H4-3	橄榄辉长岩	18.643	0.04	15.628	0.036	38.385	0.026	

注:本数据由中国科学院广州地球化学研究所采用 MC-ICP-MS 分析提供。计算时参考年龄 $t=274\text{Ma}$ 。

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别是 38.351~38.497。样品放射性母体同位素 U、Th 丰度甚低,其 U/Pb 值为 0.006~

0.057, Th/Pb 值为 0.042~0.076,加之样品比较年轻,自样品形成以来积累的放射成因 Pb 同位素数

http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

5 讨论

5.1 蚀变的影响

古堡泉岩体岩石均发生了不同程度的透闪石化、钠黝帘石化、绿泥石化等蚀变作用,一般来说,在热液蚀变过程中,一些大离子亲石元素如 Cs、K、Rb、Ba、Sr 是容易活动的,而稀土元素和高场强元素(HFSE,如 Nb、Ta、Zr、Hf 和 Ti)由于在原生和次生矿物中有高的离子电价和电负性,小的离子半径以及强的化学键,在蚀变过程中,保持了弱的活动性(Staudigel and Hart,1983)。Zr 与稀土元素和高场强元素之间良好的相关性(图 6),表明岩体中稀土元素和高场强元素在蚀变过程是不活动的。因此,我们可以用它们的变化来约束岩浆演化过程和岩石成因信息。

5.2 原生岩浆的性质

古堡泉岩体辉长岩的橄榄石 Fo 值为 70~83,明显低于黄山地区镁铁-超镁铁杂岩体中橄榄石的 Fo(82~89)(Zhou et al.,2004),高于喀拉通克岩体中的橄榄石 Fo 最高(78)(张招崇等,2003)。Mg-Fe 在橄榄石-熔体之间的分配系数为一相对稳定的值,即 $Kd_{Ol-Melt} = (FeO/MgO)_{Ol} / (FeO/MgO)_{magma} = 0.3 \sim 0.33$ (Roeder et al.,1970)。然而,由于早期结晶的橄榄石与残余晶间液体之间要发生再平衡作用,使得早期结晶橄榄石比其在原生岩浆中结晶时的橄榄石中的镁含量低,因此,Fo 值最高的橄榄石组分可能更接近于液相线橄榄石的组成。据此估算出古堡泉镁铁质侵入岩原生岩浆的 $Mg^{\#}$ 值为 0.61,远低于黄山地区基性-超基性杂岩体的原始岩浆的

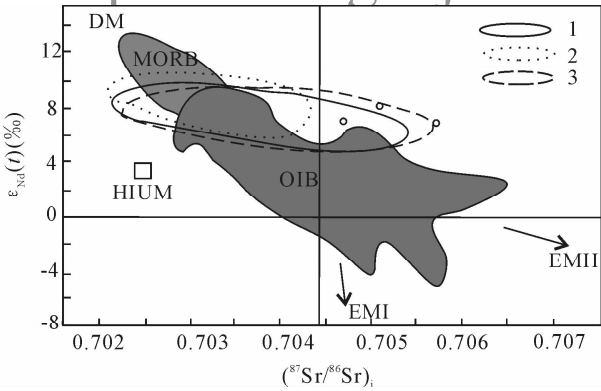


图 4 岩体 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解(据 Zindler and Hart,1986)数据来自 Zhou et al.,2004;张招崇等,2006;姜常义等,2009

Fig. 4 $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram of Gubaoquan intrusions(after Zindler A and Hart S R,1986)

DM—亏损地幔; MORB—洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; EMI and EMII—富集地幔; HIMU—高 U/Pb 值地幔; 1—喀拉通克岩体; 2—黄山东岩体; 3—黄山西岩体

DM—depleted mantle; MORB—mid-ocean ridge basalt; OIB—ocean-island basalt); EMI and EMII—EMI and EMII enriched mantle; HIMU—high U/Pb ratio mantle; 1—Kalatongke intrusion; 2—Huangshandong intrusion; 3—Huangshanxi intrusion. Data come from Zhou et al., 2004; Zhang et al., 2006 and Jiang et al., 2009

量应该很少,所以 Pb 同位素测定值与初始值相差不大。这些 Pb 同位素组成均位于地球演化线的右侧,属于富放射成因铅的异常铅。在 Pb 同位素相关图解中,这些数据点位于 MORB 和 EM II 端元之间(图 5)。

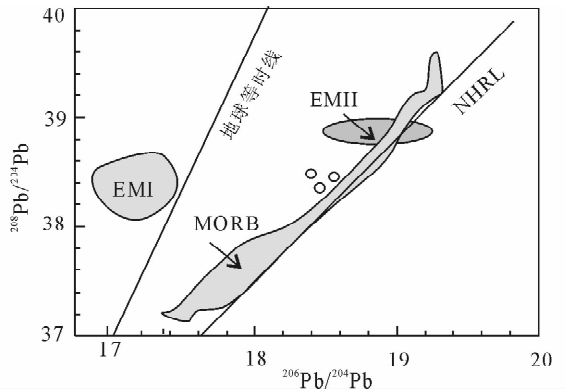
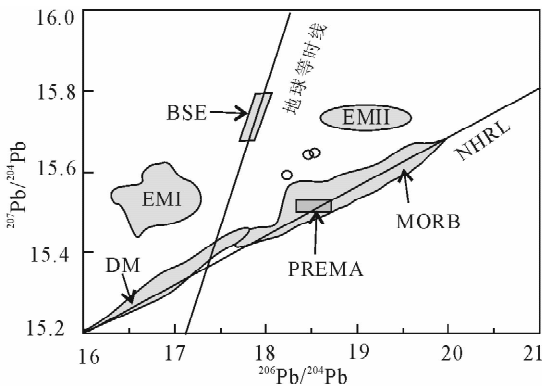


图 5 岩体 $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解 DM—亏损地幔; MORB—大洋中脊玄武岩; BSE—全硅酸盐地球; PREMA—经常观测到的普通地幔成分; EM I 和 EM II—富集地幔端员(据 Zindler and Hart,1986)

Fig. 5 $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ of Gubaoquan intrusions(after Zindler and Hart,1986) DM—depleted mantle; MORB—mid-ocean ridge basalt; BSE—Bulk Standard Earth; PREMA—Prevalent Mantle; EM I and EM II— EMI and EMII enriched mantle

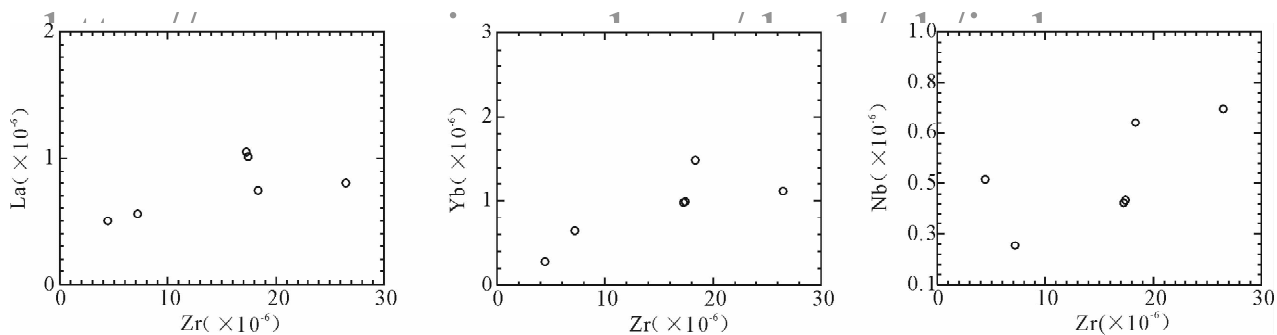


图6 相关元素活性判断图解

Fig. 6 Selected trace elements versus Zr diagrams for checking element mobility

Mg[#] 值(0.73)。说明古堡泉镁铁质侵入体的原生岩浆要比新疆东天山一带与铜镍矿有关的镁铁-超镁铁杂岩体富铁贫镁。此外,古堡泉岩体辉长岩以富单斜辉石贫斜方辉石,不透明矿物以磁铁矿为主,而新疆北部与铜镍矿有关的镁铁-超镁铁杂岩体富斜方辉石贫单斜辉石,不透明矿物以黄铁矿为主,这种矿物组成上的差异也反映了它们原生岩浆成分上的不同。

5.3 同化混染作用

通常,幔源岩浆上升侵位过程中会不同程度受到陆壳物质的混染。大陆地壳具有低的 TiO₂ 含量,高度亏损 Nb、Ta (Rudnick and Fountain, 1995; Barth et al., 2000)。古堡泉岩体不同程度的富集大离子亲石元素,显著亏损的 Ta-Nb,具有低的 TiO₂ (平均值为 0.61%)、(Nb/Nb^{*} 值(0.42~1.44)和较高的 Th/Ta 值(0.95~2.55),说明岩体母岩浆遭受了陆壳物质混染作用(Riley et al., 2005)。从元素地球化学角度来看,总分配系数相同或很相近的元素比值在岩浆结晶过程中不会改变。因此,根据总分配系数相同或很相近、对同化混染作用又敏感的元素比值(例如 Ce/Pb、Th/Yb、Nb/Ta、Ta/Yb、K₂O/P₂O₅、Ti/Yb、Zr/Nb 等)之间的协变关系,可以检验是否存在同化混染作用,并判断混染程度(McDonald et al., 2001; Barker et al., 1997; Campbell and Griffiths, 1993)。图 7a、b、c 中 La/Yb-Ce/Yb、Ce/Pb-Zr/Hf 和 Nb/U-Nb/Ce 较好的相关性证实了陆壳物质的混染。由于 Ce 和 Pb、Nb 和 U 具有相同的总分配系数,在部分熔融和岩浆分异过程中,Ce/Pb 和 Nb/U 比值不会改变。典型地幔的 Ce/Pb = 25 ± 5、Nb/U = 47 ± 10,大陆地壳的 Ce/Pb = 4、Nb/U = 9~12 (Hofmann et al., 1986)。古堡泉岩体的 Ce/Pb = 0.4~1.38、Nb/U = 1.43~3.74,也明确地显示了同化混染作用存在。一般情

况下,经过地壳物质混染的岩浆 Sr 和 Nd 同位素也将发生相应的变化。由于混染物中具有更大化学活性和不稳定性的大离子亲石元素(包括 Sr)相对于稀土元素优先进入岩浆。又由于这类混染物往往具有较高的 Sr 丰度和⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr 比值,所以,混染作用对幔源岩浆 Sr 同位素组成的影响程度往往大于对 Nd 同位素的影响程度。古堡泉岩体中 Sr 同位素组成属富集型地幔,而 Nd 同位素组成属亏损型地幔,这种 Nd、Sr 同位素组成的解耦应该是同化混染作用所致。由此可见,其 Nd 同位素组成基本代表源区特征,而 Sr 同位素组成不能代表源区特征。岩体 Pb 同位素组成位于 MORB 和 EM II 端元之间,也反映了其岩浆源区属于亏损型地幔,但 Pb 同位素组成明显受到陆壳物质的混染。

上地壳富集 Th,而下地壳通常不富集 Th (Rudnick and Fountain, 1995)。Voisey's Bay 侵入体具有显著的 Th 亏损和中等 Nb、Ta 负异常,主要是岩浆上升过程中遭受中-下地壳混染作用的结果(Li et al., 2000; Amelin et al., 2000)。古堡泉岩体亏损 Nb、Ta、Th 含量((Th/La)_{PM} = 0.40~1.10)与 Voisey's Bay 侵入体的 Th 含量((Th/Ta)_{PM} = 0.30~0.91)相近,在(La/Ta)_{PM}-(Th/Ta)_{PM} (图解中,显示了与 Voisey's Bay 侵入体相似的混染趋势(图 7d)。

5.4 分离结晶作用

分离结晶作用通常在镁铁质岩浆的演化过程中起着非常重要的作用,特别是在岩浆作用过程的初期阶段和较大深度(Hawesworth et al., 2000)。岩相学特征表明岩石主要发生了以单斜辉石和橄榄石为主的暗色矿物的分离结晶作用,这与岩石地球化学特征是十分一致的。在 Harker 图解中,SiO₂ 和 MgO 之间没有明显的相关性,Al₂O₃、CaO 与 MgO 之间正相关,说明有斜长石或单斜辉石类矿物的分

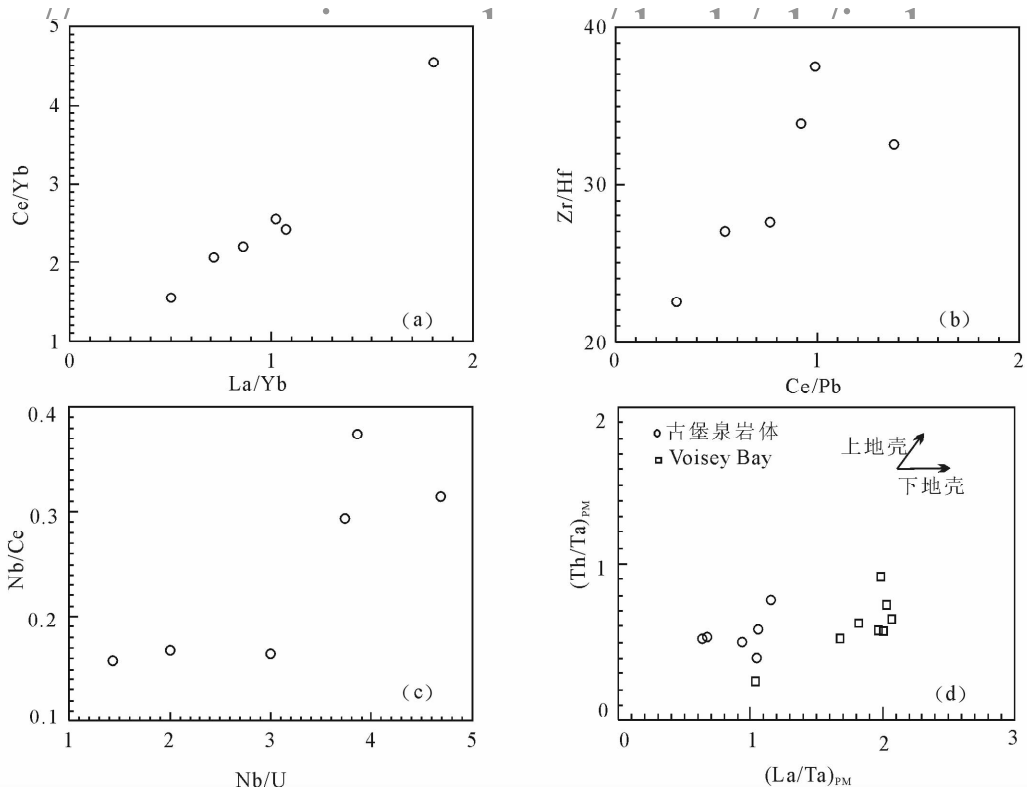


图 7 同化混染作用判别图

Fig. 7 Plots of selected trace elements for checking contamination

离结晶作用(图 8a、c、d)。FeO_T、MnO₂、TiO₂ 与 MgO 呈明显负相关,表明也存在橄榄石或铁钛氧化物的分离结晶作用,而 FeO_T 和 TiO₂ 的显著正相关,证实了铁钛氧化物的分离结晶作用(图 8b、f、g、i)。此外,CaO/Na₂O 值主要受单斜辉石分离结晶作用的控制且不因熔融压力而改变(Geist et al., 1998),单斜辉石的分离结晶也将导致岩浆中 CaO 和 CaO/Al₂O₃ 比值的降低(Rollinson, 1993)。岩体的 CaO/Na₂O 与 MgO 以及 CaO/Al₂O₃ 与 CaO 之间的正相关性进一步证实了单斜辉石的分离结晶作用(图 8h 和图 9a)。利用 pearce 的 (Fe+Mg+Mn)/Ti-Si/Ti 图解同样显示古堡泉岩体的分离结晶过程主要受单斜辉石的控制(图 9b)。岩体中五件样品的 δEu 介于 1.18~1.98 之间,一件橄榄辉长岩(H4-3)的 δEu = 4.09,表明了斜长石不同程度的堆晶作用。在岩浆结晶过程中, Eu 更倾向于进入 An 牌号较高的斜长石中(Henderson, 1984),所以橄榄辉长岩(An = 67~78)就具有尤为明显的正 Eu 异常。

当岩浆发生分离结晶作用时,橄榄石 Fo 牌号和单斜辉石、斜方辉石 En 牌号及斜长石 An 牌号越高的矿物越早结晶。古堡泉岩体中,橄榄石 Fo 牌号由高到低的岩性顺序是辉石橄长岩(Fo = 82~

84)、橄榄辉长岩(Fo = 81~83)、辉长岩(Fo = 70~72);单斜辉石 En 牌号由高到低的岩性顺序是橄榄辉长岩(En = 48~49)、辉石橄长岩(En = 43~44)、辉长岩(En = 43);斜长石 An 牌号由高到低的岩性顺序是橄榄辉长岩(An = 67~78)、辉石橄长岩(An = 64~68)、辉长岩(An = 58~67)。因此,各种岩相中单斜辉石及斜长石矿物结晶早晚的顺序应为橄榄辉长岩、辉石橄长岩和辉长岩,而橄榄石结晶的顺序是辉石橄长岩、橄榄辉长岩、辉长岩。

5.5 岩浆源区

新疆北部喀拉通克和黄山东、黄山西岩体普遍富含褐色角闪石和黑云母,中等富集轻稀土元素和大离子亲石元素,具有较高的 ε_{Nd}(t) 值(黄山东 ε_{Nd}(t) = +6.6‰ ~ +10.5‰、黄山西 ε_{Nd}(t) = +4.1‰ ~ +9.2‰、喀拉通克 ε_{Nd}(t) = +6.2‰ ~ +8.2‰)和低的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i,少数样品有 Sr 同位素富集型特征,证实它们的岩浆源区由被消减板片交代的地幔楔物质和软流圈地幔物质组成,岩浆在上升侵位过程中局部受到了陆壳物质的混染(Zhou et al., 2004; 张招崇等, 2003, 2006; 姜常义等, 2009)。然而,古堡泉岩体的三种岩相中都基本不存在含挥发组分的矿物(如角闪石、云母等),明显地亏损

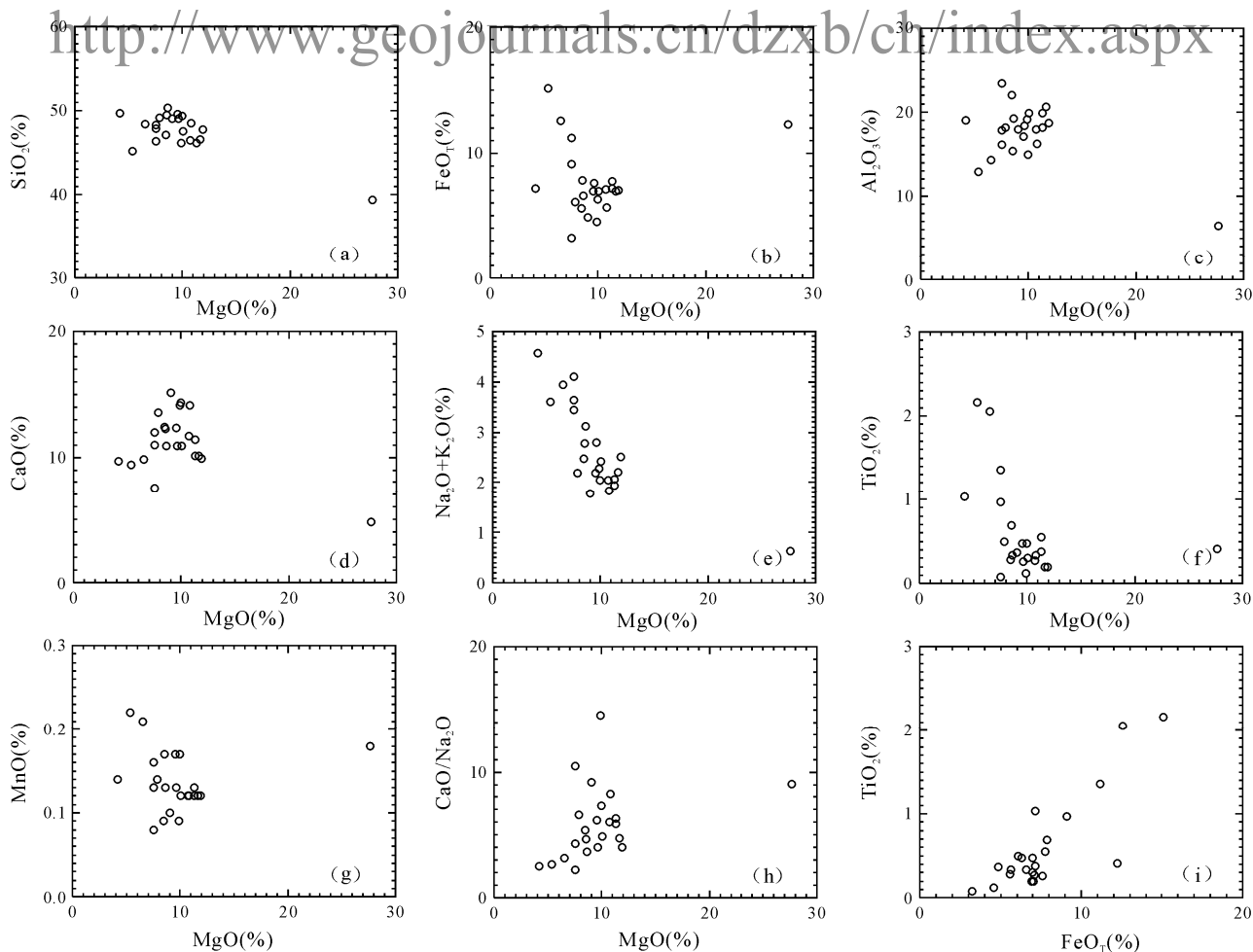


图8 古堡泉岩体 Harker 变异图

Fig. 8 Harker variation diagram of Gubaoquan intrusion

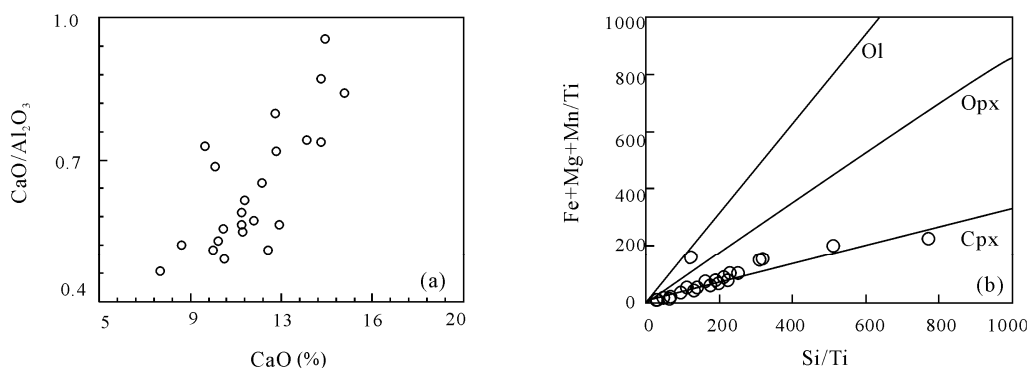


图9 分离结晶作用判别图解

Fig. 9 CaO versus $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and the molar ratio $(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})/\text{Ti}$ versus the molar ratio Si/Ti for fractional crystallization processes

TiO_2 、 P_2O_5 、不相容微量元素和稀土元素,大多数样品的 K_2O 含量也很低, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +6.9\text{‰} \sim +8.1\text{‰}$, $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值分别为 $+2.3\text{‰} \sim +17.3\text{‰}$, 这些特征表明其岩浆源区应属先期发生过部分熔融的亏损型地幔, 岩浆在运移过程中遭受了显著陆壳物质的混染。

实验岩石学证明, 熔体中的 FeO_T 含量与熔融时的压力正相关, 而 SiO_2 含量与熔融时的压力反相关 (Scarrov et al., 2000)。因此, 我们可以利用 $\text{Mg}^\#$ 比较接近原生岩浆的样品中 FeO_T 和 SiO_2 的关系来粗略估计熔融时的压力以及源岩物质 (Furman et

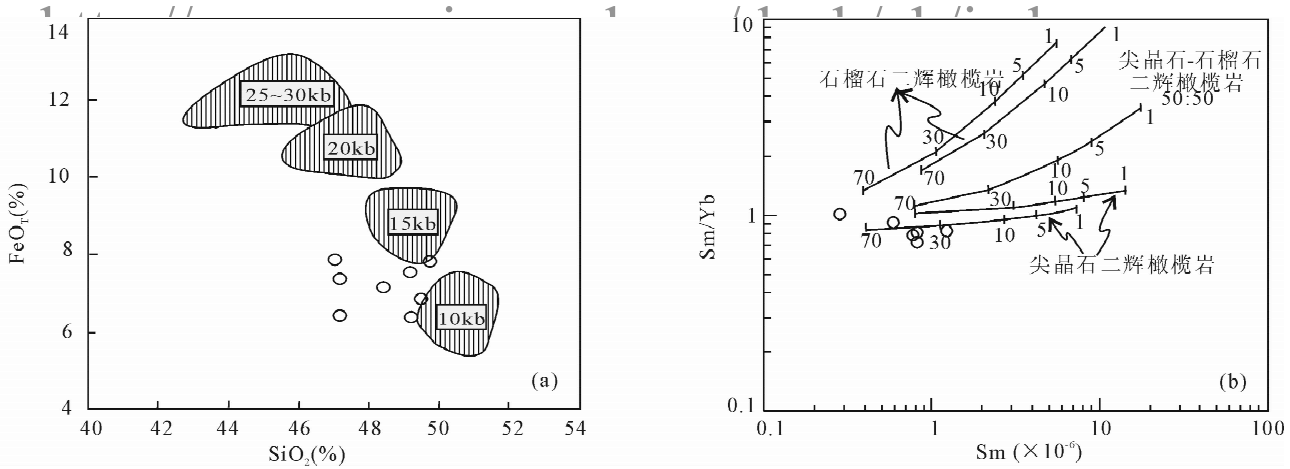


图 10 (a) FeO^* 与 SiO_2 试验岩石学图解(据 Furman et al., 2004)和(b) Sm 与 Sm/Yb 图解

Fig. 10 (a) the experimental petrology diagram of FeO^* and SiO_2 (after Furman et al., 2004) and (b) Sm versus Sm/Yb

al., 2004)。我们选择 8 件 $Mg^\#$ 值接近原生岩浆的样品 ($Mg^\# = 0.66 \sim 0.73$, Green, 1975; Frey et al., 1978; Hess, 1992), 在 SiO_2 - FeO^* 图解中它们投影在了 10kb 和 15kb 条件下熔体组成区的左下方 (图 10a)。

稀土元素及其元素间比值可以用来限定与矿物学、地球化学有关的源区部分熔融程度和深度, 这是由于石榴石相橄榄岩和尖晶石相橄榄岩具有不同的 REE 固/液相分配系数 (Henderson, 1984)。Sm 和 Yb 对尖晶石具有相似的分配系数, 因此尖晶石二辉橄榄岩部分熔融具有和地幔相似的 Sm/Yb 比值, 其部分熔融趋势近似水平 (Aldanmaz et al., 2000)。然而, Yb 对石榴石分配系数 ($D_{\text{石榴石/熔体}} = 6.6$) 远远大于 Sm ($D_{\text{石榴石/熔体}} = 0.25$) (Johnson, 1994)。在 Sm-Sm/Yb 图解中, 地幔石榴石二辉橄榄岩 (石榴石残留) 的部分熔融趋势比尖晶石二辉橄榄岩部分熔融的趋势要陡峭许多。图 10b 表明岩体是尖晶石二辉橄榄岩较高度部分熔融的产物。尖晶石地幔橄榄岩在较高压力 ($>15\text{kb}$) 下发生较小程度 ($<15\%$) 的部分熔融形成碱性橄榄玄武岩浆, 而在较低压力下发生较大程度的部分熔融形成拉斑玄武岩浆 (Hall, 1987; Depaolo et al., 2000)。由此可知, 古堡泉岩体是地幔尖晶石橄榄岩在较低压力下发生较大程度部分熔融的产物。无疑, 上述这些地质条件和岩浆活动可以发生于陆内裂谷环境, 但远非陆内裂谷环境所独有。所以, 古堡泉岩体没有提供某一种地幔动力学机制独有的地质信息。要想解决塔里木板块东北部二叠纪幔源岩浆活动的动力学机制问题, 还需要开展更大范围的区域岩石学研究。

6 结论

古堡泉岩体的主体岩性为辉长岩, 含有较多的橄榄辉长岩、辉石橄长岩析离体, 各岩相之间呈渐变过渡关系。岩石化学组成主要属于拉斑玄武岩系列, 少数样品属碱性玄武岩系列。岩体显著亏损 TiO_2 、 K_2O 、 P_2O_5 、大离子亲石元素和稀土元素。岩浆在上侵和运移过程中主要经历了以单斜辉石和橄榄石为主的暗色矿物的分离结晶作用和斜长石不同程度的堆晶作用。岩浆源区应属先期发生过部分熔融的亏损型地幔, 岩浆在运移过程中遭受了显著陆壳物质的混染。岩体是地幔尖晶石橄榄岩在较低压力下发生较大程度部分熔融的产物。

致谢: 我们衷心感谢评审老师对本文进行了认真的审阅, 提出了许多宝贵的修改意见, 使我们获益良多。修改过程中, 还得到了香港大学赵军红博士和杨胜洪博士热心帮助。在此, 对他们的辛勤劳动致以诚挚的谢忱。

注 释

① 张建中, 等. 1980. 甘肃北山古堡泉—东大泉—音凹峡一带磁海式铁矿形成条件的研究报告.

参 考 文 献

甘肃省地质矿产局. 1989. 甘肃省区域地质志. 北京: 地质出版社, 657~717.
何国琦, 李茂松, 刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 新疆人民出版社、香港文化教育出版社, 50~60.
姜常义, 程松林, 叶书锋, 夏明哲, 姜寒冰, 代玉财. 2006. 新疆北山地区中坡山北镁铁质岩体岩石地球化学与岩石成因. 岩石学报, 22(1): 115~126.

- 姜常义, 夏明哲, 余旭, 逯东霞, 魏巍, 叶书锋. 2007. 塔里木板块东北部柳园粗面玄武岩带: 软流圈地幔减压熔融的产物. 岩石学报, 23(7): 1765~1778.
- 姜常义, 夏明哲, 钱壮志, 余旭, 卢荣辉, 郭芳放. 2009. 新疆喀拉通克镁铁质岩体群的岩石成因研究. 岩石学报, 25(4): 749~764.
- 刘畅, 赵泽辉, 郭召杰. 2006. 甘肃北山地区煌斑岩的年代学和地球化学及其壳幔作用过程讨论. 岩石学报, 22(5): 1294~1306.
- 李锦轶, 肖序常, 陈文, 张思红, 李卫东. 2000. 新疆北部晚石炭世至晚三叠世地壳热演化. 地质学报, 74(4): 303~312.
- 李锦轶, 何国琦, 徐新, 李华芹, 孙桂华, 杨天南, 高立明, 朱志新. 2006. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步研究. 地质学报, 80(1): 148~168.
- 谢春林, 杨建国, 王立社, 王育习, 王静平. 2009. 甘肃北山地区古亚洲南缘中生代岛弧带位置的讨论. 地质学报, 83(11): 1548~1600.
- 张招崇, 闫升好, 陈柏林, 何立新, 何永胜, 周刚. 2003. 新疆喀拉通克基性杂岩体的地球化学特征及其对矿床成因的约束. 岩石矿物学杂志, 22(3): 217~224.
- 张招崇, 周刚, 闫升好, 陈柏林, 贺永康, 柴凤梅, 何立新. 2006. 阿尔泰山带南缘镁铁质-超镁铁质杂岩体的 Sr、Nd、O 同位素地球化学及其源区特征探讨. 地质论评, 51(1): 38~42.
- 左国朝, 何国琦. 1990. 北山板块构造及成矿规律. 北京大学出版社, 1~201.
- 左国朝, 刘义科, 刘春燕. 2003. 甘肃新蒙北山地区构造格局及演化. 甘肃地质学报, 12(1): 1~15.
- 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.
- Aldanmaz E, Pearce J A, Thirlwall M F, Mitchell J G. 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, postcollision volcanism in western Anatolia, Turkey. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 102: 67~95.
- Amelin Y, Li C, Valeyev O, Naldrett A J. 2000. Nd Pb Sr isotope systematic of crustal assimilation in the Voisey's Bay and Mushuau intrusions, Labrador, Canada. *Econ. Geol.*, 95: 815~830.
- Barker J A, Menzies M A, Thirlwall M F, Macpherson C G. 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a Yemen; Implication and polybasic melt hybridization. *Journal of Petrology*, 38: 1359~1390.
- Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chem. Geol.*, 165: 19~213.
- Campbell I H, Griffiths R W. 1993. The evolution of mantle's chemical structure. *Lithos*, 30: 389~399.
- DePaolo D, Daley E E. 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169: 157~185.
- Frey F A, Green D H, Roy S D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis; A study of quartz tholeiites to olivine mellitus from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology*, 19: 463~513.
- Furman T Y, Bryce J G. 2004. East African rift system (EARS) plume structure: insight from quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya. *Journal of Petrology*, 45: 1069~1088.
- Geist D, Naumann T, Larson P. 1998. Evolution of Galapagos magmas: mantle and crustal fractional without assimilation. *Journal of Petrology*, 39: 953~971.
- Green D H. 1975. Genesis of archean peridotitic magmas and constraints on archean geothermal gradients and tectonics. *Geology*, 3: 15~18.
- Hall A. 1987. *Igneous petrology*. Longman Scientific and Technical. New York, 1~573.
- Hawkesworth C J, Lightfoot P C, Fedorenko V A, Blake S, Naldrett A J, Doherty W, Gorbachev N S. 1995. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts. *Lithos*, 34: 61~88.
- Henderson P. 1984. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B. V., 33~54.
- Hess P C. 1992. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts. In: Morgan J P, Blackman D K, Sinton J M (eds). *Mantle flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 71: 67~102.
- Hofmann W. 1986. Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297~314.
- Irvine I N. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks Canada *Journal of Earth Science*, 8: 532~548.
- Johnson K T M. 1994. Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications. *Mineral. Mag.*, 58: 454~455.
- Li C, Lightfoot P C, Amelin Y, Naldrett A J. 2000. Contrasting petrological and geochemical relationship in the Voisey's Bay and Mushuau intrusions, Labrador, Canada; implications for ore genesis. *Econ. Geol.*, 95: 771~799.
- Mcdonald R, Rogers N W, Fitton J G. 2001. Plume Lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa. *Journal of Petrology*, 42: 877~900.
- Pearce J A, Peate D W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23: 251~285.
- Riley T R, Leal P T, Curtis M L. 2005. Early-Middle Jurassic dolerite dykes from western Droning Maud Land (Antarctica): identifying mantle source in the Karoo large igneous province. *Journal of Petrology*, 46(7): 1489~1524.
- Roeder P L, Emslie R F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29: 275~289.
- Rudnick R L, Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.*, 33: 267~309.

- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and technical, New York, 1~352.
- Scarrow J H, Curran J M and Kerr A C. 2000. Major element records of variable plume involvement in the North Atlantic province Tertiary flood basalts. *Journal of Petrology*, 41:1150~1176.
- Staudigel H and Hart S R. 1983. Alteration of basaltic glass: mechanisms and significance for the oceanic crust - seawater budget. *Geochim. Cosmochim Acta*, 47: 337~350.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42:313~345.
- Todt W, Cliff R A, Hanser A, Hofmann A W. 1993. Re - calibration of NBS lead standards using a $^{202}\text{Pb}/^{1205}\text{Pb}$ double spike (abstract). *Terra Nova (Suppl.)*, 5: 396.
- Zhou M F, Leshner C M, Yang Z X, Li J W, Sun M. 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni - Cu - (PGE) sulfide - bearing mafic intrusion in the Huangshan district, Easter Xinjiang, Northwest China: implications for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt. *Chemical Geology*, 209: 233~25.
- Zindler A, Hart S R. 1986. Chemical geodynamics: Annual Rev. *Earth Planet. Sci.*, 14:493~571.

Litho geochemistry and Petrogenesis of the Gubaoquan Intrusion in the Northeastern Part of Tarim Plate

XIA Mingzhe^{1,2)}, JIANG Changyi^{1,2)}, YU Xu¹⁾, LU Dongxia¹⁾, WEI Wei¹⁾, ZHANG Jianzhong³⁾

1) *College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an, 710054;* 2) *Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an, 710054;* 3) *Xi'an institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an, 710054*

Abstract

Gubaoquan intrusion, located at south of Beishan Rift Zone, Gansu province, occurs as irregular stockwork, with an area of 1.7 km². The intrusion consists mainly of hornblende gabbros including a large amount of olivine gabbros and pyroxene troctolites, both of which show a relation of gradual transition. Most of samples belong to tholeiite series, with a few samples belonging to alkali series. All kinds of rocks are characterized with very low TiO₂, Na₂O, P₂O₅ content and LILE, REEs ($\sum\text{REE}=5.29 \times 10^{-6} - 17.30 \times 10^{-6}$). $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +6.9 \sim +8.1$, $\epsilon_{\text{Sr}}(t) = +2.3 \sim +17.3$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.463 \sim 18.645$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.604 \sim 15.634$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.351 \sim 38.497$ respectively. The magma source is depleted mantle by previous melt extraction, and the magma experienced contamination to some extent. The primary magma was basaltic magma characterized by high Fe and poor Mg. Fractional crystallization of melanocratic minerals such as clinopyroxene and olivine and various accumulation occurred during its emplacement and migration. The Gubaoquan intrusion was the product of highly partial melting of spinel peridotite at low pressure level in mantle.

Key words: Gubaoquan intrusion; litho geochemistry; magma evolution; Tarim plate