

克拉玛依侏罗纪橄榄玄武岩中菱铁矿的成因^{*}

薛云兴 朱永峰^{**}

XUE YunXing and ZHU YongFeng^{**}

北京大学地球与空间科学学院 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871
Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, China; School of Earth and Space Science, Peking University, Beijing 100871, China
2007-01-07 收稿, 2007-04-22 改回.

Xue YX and Zhu YF. 2007. Genesis of the siderite in Jurassic olivine basalt, Karamay, Xinjiang, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(5):1108–1122

Abstract The Jurassic basalts in Karamay are composed of amygdaloidal basalt, olivine basalt, and siderite-bearing olivine basalt. These rocks are mainly composed of olivine, clinopyroxene, plagioclase (mostly andesine-labradorite), glass, ilmenite, and apatite. Primary siderite (≈10%) and alkali feldspar are observed in siderite-bearing olivine basalt samples. Siderites usually enclose rounded plagioclases as inclusions. The boundaries between siderite and plagioclase crystals are serrated in some cases. Siderite coexists with glass, plagioclase, clinopyroxene and ilmenite. Some siderites and glasses filled in the trellises constructed by plagioclase crystals. The glasses in siderite-bearing olivine basalt characterize with natures of Fe-rich (FeO up to 29.2%) and low-Ca (CaO <1.5%). The carbonates crystallized at earlier stage belong to the solid solution of siderite-dolomite (dominate in siderite) with small amounts of magnesite. Crystallization of plagioclase would decrease the CaO contents in magma. Thus, siderite component becomes relatively more important at late stage. The compositional zoning of siderite is clear on BSE image with drastic changes in FeO and CaO contents. The Mg[#] of olivine and clinopyroxene is merely about ≈70, clinopyroxene is mostly of Ti-rich augite. The Mg[#] of glass is low but has a wide range of variation, from 23 (for siderite-bearing olivine basalt) to 64 (for olivine basalt). Thermodynamic calculations reveal that these basalts formed at 1300℃ ~ 1340℃ and 3.0 ~ 4.0GPa. Thus, their parent magma might be derived directly from the asthenosphere with low partial melting of CO₂-bearing peridotite. Siderite crystallized via fractional crystallization during magma ascending process.

Key words Basalt, Siderite, Carbonatite, Jurassic, Western Junggar, Xinjiang

摘 要 克拉玛依市西盆山交界处发育侏罗纪杏仁玄武岩-橄榄玄武岩-含菱铁矿橄榄玄武岩组合,主要由橄榄石、单斜辉石、斜长石(中长石—拉长石为主)、钛铁矿、玄武玻璃及少量磷灰石组成,含菱铁矿橄榄玄武岩中存在原生菱铁矿(≈10%)和少量碱性长石。橄榄石及单斜辉石的 Mg[#]为≈70,单斜辉石属于富 Ti 普通辉石。含菱铁矿橄榄玄武岩中的菱铁矿常常包裹浑圆状斜长石,且与斜长石呈锯齿状接触。本文提供的岩相学观察表明,菱铁矿与玄武玻璃、斜长石、单斜辉石和钛铁矿呈明显的共生关系。在有些情况下观察到玄武玻璃与菱铁矿充填在斜长石格架的现象。含菱铁矿橄榄玄武岩玻璃中 FeO 含量最高至 29.2%,CaO 含量<1.5%,即熔体具有富 Fe 贫 Ca 的特点。早结晶的碳酸盐矿物是以菱铁矿为主的菱铁矿-白云石固溶体(另含少量菱锰矿)。斜长石大量结晶促使熔体不断亏损 CaO,并导致较晚结晶的碳酸盐矿物向菱铁矿端元演化。菱铁矿发育有明显的成分梯变带(FeO 和 CaO 含量表现出突变)。玄武玻璃的 Mg[#]普遍较低且变化范围大,橄榄玄武岩中玻璃的 Mg[#]值最高为 64,含菱铁矿橄榄玄武岩中玻璃的 Mg[#]值最低至≈23。依据地质温压计,克拉玛依侏罗纪玄武岩浆的形成温度为 1300℃ ~ 1340℃,压力为 3.0 ~ 4.0GPa。基于本文的研究,我们认为克拉玛依侏罗纪含菱铁矿橄榄玄武岩岩浆由含 CO₂ 橄榄岩在软流圈中经极低程度部分熔融形成,该岩浆在快速上升过程中通过结晶分异作用形成了菱铁矿。

关键词 玄武岩; 菱铁矿; 岩浆碳酸岩; 侏罗纪; 西准噶尔; 新疆

中图法分类号 P588.145; P578.61; P588.15; P534.52

^{*} 国家自然科学基金资助(批准号: 40572033)
第一作者简介: 薛云兴, 男, 1985 年生, 研究生, 岩石学和地球化学专业
^{**} **通讯作者:** 朱永峰, E-mail: yfzhu@pku.edu.cn

板内岩浆活动产生的碱性玄武岩与碳酸岩的共生组合对于揭示造山期后的地幔地质-地球化学性质具有重要意义(e. g., Wagner *et al.*, 2003; Drüppel *et al.*, 2005)。根据对约 200Ma 以来世界范围内碳酸岩的研究表明, Sr-Nd-Pb 同位素与洋岛玄武岩(OIB)的源区软流圈地幔一致(Nelson *et al.*, 1988; Tilton and Bell, 1994), 这些碳酸岩的 Zr/Nb、La/Nb、Th/La 等元素比值与 OIB 也十分相近(杨学明等, 1998; Harmer, 1999; Wagner *et al.*, 2003), 因此确定碳酸岩岩浆来源于软流圈地幔。碱性玄武岩岩浆与碳酸岩岩浆都具有粘度小, 流动性强, 富含不相容元素, 元素的扩散速率大等特点, 因此它们能够与地幔橄榄岩保持化学平衡。同时由于该类岩浆的 Sr-Nd 等元素含量高, 因此在快速上升迁移过程中同位素比值不会受到岩石圈地幔或者地壳混染的影响, 从而保持地幔本身特征(Tolstikhin *et al.*, 2002; Bell and Blenkinsop, 1987)。尽管对原生碳酸盐矿物开展了许多研究, 但目前还存在诸多未解决的科学问题, 关键的问题包括: 1) 起源问题, 是硅酸盐地幔物质部分熔融的结果(Bell, *et al.*, 1998)还是地壳碳酸盐物质通过俯冲带循环并熔融的结果(Dasgupta *et al.*, 2004)。2) 碳酸岩矿物与共生碱性岩之间的关系: 是共生(液态不混溶)(e. g., Halama *et al.*, 2005), 还是具有演化关系(e. g., Korobeinikov *et al.*, 1998; Cooper and Reid, 1998)。3) 岩浆碳酸盐矿物成分以方解石-白云石为主和以菱镁矿-菱铁矿为主各自代表的岩石学意义有什么不同? 本文首次报道在新疆克拉玛依碱性玄武岩中发现的原生菱铁矿, 并探讨其成因。

1 区域地质

西准噶尔低山丘陵区主要发育 NE-NNE 向及近 EW 向的断裂和褶皱(如达尔布特大断裂等), 沿着这些断裂分布有许多的中基性岩脉及酸性、基性岩体(新疆维吾尔自治区区域地质志, 1993; 韩宝福等, 2006; 徐新等, 2006)。奥陶纪和泥盆-石炭纪的火山-沉积岩在西准噶尔地区广泛分布。本研究区内主要出露下石炭统太勒古拉组(以凝灰岩及凝灰质粉砂岩为主, 夹少量中基性熔岩), 太勒古拉组地层产状陡倾, 存在各种断裂和褶皱构造。李锦轶等(2004)认为该地区下石炭统地层的强烈变形是由于在古生代晚期准噶尔边缘向准噶尔盆地逆冲推覆形成的。太勒古拉组地层被侏罗纪地层角度不整合覆盖。侏罗纪地层自下而上依次为下侏罗统八道湾组, 中侏罗统三工河组、西山窑组和上侏罗统齐古组, 岩性以砂岩、泥岩等沉积岩为主, 八道湾组含少量安山玢岩。根据油田钻井资料, 在区内 950m 深处存在侏罗纪粗玄岩夹层, 其 K-Ar 年龄为 170.6Ma(新疆维吾尔自治区区域地质志, 1993)。在研究区东侧出露下白垩统吐鲁组地层(以砂岩、泥岩为主), 它与侏罗纪地层之间为平行不整合关系。

克拉玛依市西约 10 km 的盆山交界处发育一套侏罗纪玄武岩系列地层(图 1a, 产状近于水平, 出露厚度 5~10m),

以角度不整合覆盖太勒古拉组火山岩-凝灰岩(图 1b,c), 局部地势低洼处可见产状近水平的三叠纪沉积岩下伏于玄武岩地层。在该玄武岩地层倾向方向不远处(约 1.5km)出露白垩纪地层。这些玄武岩新鲜面呈黑色, 风化后具灰黄色, 微晶-隐晶质结构, 大多为块状构造, 部分样品具杏仁构造。在一些露头上可见完好的柱状解理(图 1d,e), 向盆地方向柱状解理逐渐减弱并消失。

2 碱性玄武岩岩石学特征

通过光学显微镜观察以及电子显微镜研究, 将克拉玛依侏罗纪玄武岩分为三类: 杏仁玄武岩、橄榄玄武岩和含菱铁矿橄榄玄武岩(这三种岩石在野外露头上没有明显界线), 其中柱状解理发育的露头既有杏仁玄武岩, 又有含菱铁矿橄榄玄武岩。

杏仁玄武岩(样品 Klm15-3a, Klm15-3c)呈拉斑玄武结构, 主要由单斜辉石(0.1~0.8mm), 斜长石(0.1~1mm), 长条状钛铁矿(0.3~0.4mm)及玄武玻璃组成。斜长石局部蚀变成绿帘石, 玻璃局部被绿泥石交代。板状的斜长石包裹多种矿物, 其中以大小均一($\approx 0.03\text{mm}$)的蠕虫状磷灰石最常见, 另还包裹少量细粒不透明矿物和细粒单斜辉石。粒度较大的钛铁矿($\approx 0.01 \times 0.2\text{mm}$)也可包裹小颗粒的半自形单斜辉石。斜长石多发生后期热液蚀变, 沿解理缝分布有绿帘石。单斜辉石相对比较新鲜。岩石中的玄武玻璃多充填在结晶较早的斜长石和单斜辉石构成的格架中, 这些玻璃与斜长石和单斜辉石的接触边一般平直。较大的玻璃颗粒常包裹单斜辉石及斜长石。在该类岩石样品的玄武玻璃中可见气孔, 这些气孔多被后期热液成因的方解石充填。方解石杏仁体被外围绿泥石包裹, 这些绿泥石呈纤维状并且沿垂直于方解石杏仁体边的方向生长, 绿泥石的外围还保留有未蚀变的玄武玻璃。绿泥石在靠近方解石一侧结晶较好, 粒度较大, 靠近玄武玻璃一侧无绿泥石。

橄榄玄武岩(样品 Klm17-3, Klm17-4, Klm17-5, Klm17-7)。呈斑状结构, 斑晶含量约 15%, 主要由细粒橄榄石(0.05~0.2mm)和长条状斜长石(0.05 $\times$ 0.3mm)组成。除部分微晶斜长石($\approx 0.02 \times 0.05\text{mm}$)外, 玄武玻璃、磁铁矿和钛铁矿微晶组成基质主体。基质具有间粒-间隐结构, 表现为在较早结晶的微晶斜长石格架中充填玄武玻璃和不透明矿物。无论斑晶还是基质, 橄榄玄武岩样品中很少出现单斜辉石。橄榄石斑晶有截然不同的两种: 1) 颗粒比较粗大(0.2mm 以上)的橄榄石, 晶形完好, 普遍包裹乳滴状玄武玻璃(可能是由裂隙进入橄榄石内部), 细小的磁铁矿、钛铁矿等不透明矿物以及少量斜长石(图 2a), 这种橄榄石多单独存在, 且常被伊丁石交代, 但包裹的玄武玻璃并没有发生蚀变; 2) 细小的橄榄石(形状不规则), 既可单独存在, 也可多个颗粒汇聚一起。这两种橄榄石都含有大量熔融包裹体(达到 20 μm), 包裹体中除玻璃外, 还有气泡以及细粒不透明矿物

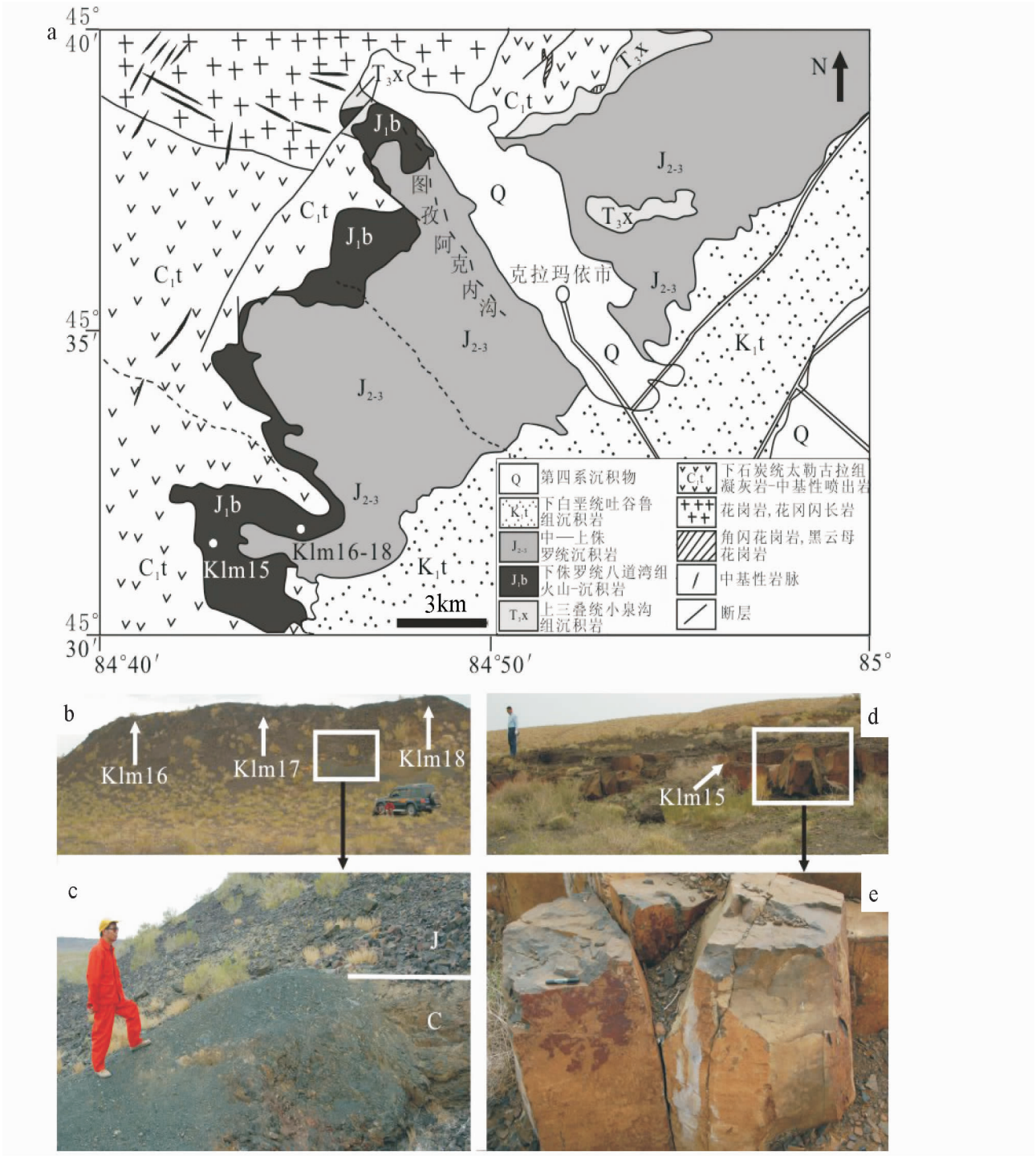


图1 克拉玛依地质简图及采样位置(a)(依据1:20万克拉玛依幅地质图),玄武岩地层与下覆石炭纪地层接触关系(b和c)和柱状解理野外露头(d和e)

Fig.1 The sketch geological map of the Karamay region showing sample locations(a), the relationship between basalt and the carboniferous strata(b,c), and columnar joint structure of basalt(d,e).

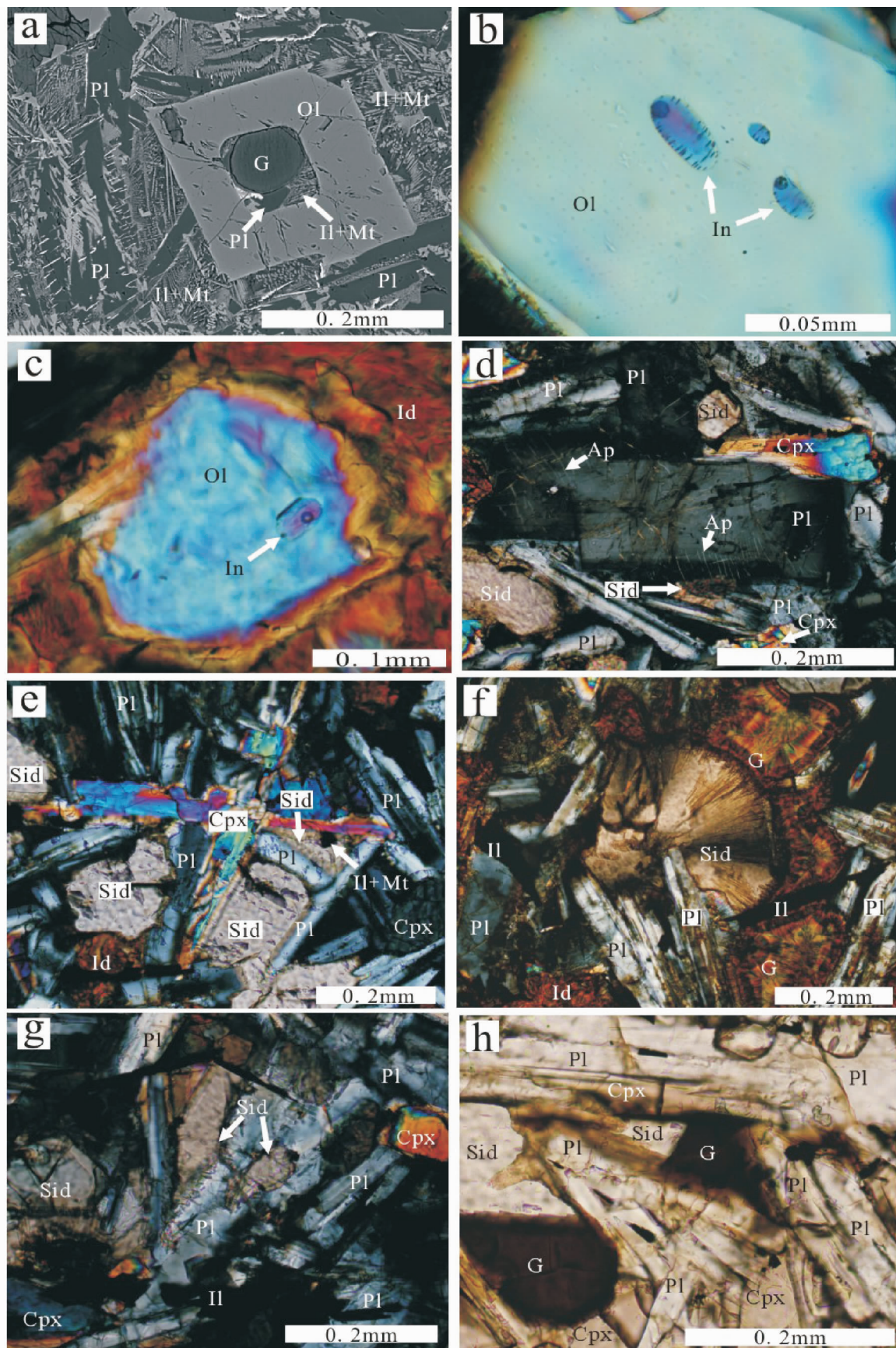


图2 橄榄玄武岩(a,b)及含菱铁矿橄榄玄武岩(c,d,e,f,g,h)显微照片

a-橄榄石内部包裹有乳滴状玄武玻璃,斜长石及不透明矿物,背散射电子图(BSE); b-橄榄石内包裹有熔融包裹体,正交偏光; c-橄榄石常发生伊丁石化,内部包裹熔融包裹体,正交偏光; d-板状斜长石及内部包裹的磷灰石,菱铁矿与斜长石、单斜辉石共生,正交偏光; e-菱铁矿及不透明矿物充填在单斜辉石、斜长石构成的格架中,正交偏光; f-菱铁矿、玄武玻璃(有脱玻化)、斜长石及钛铁矿的共生关系,正交偏光; g-斜长石与菱铁矿的锯齿状接触以及斜长石内部包裹菱铁矿的现象,正交偏光; h-菱铁矿与玻璃充填在由斜长石、单斜辉石构成的格架中,单偏光; Ap-磷灰石, Cpx-单斜辉石, G-玻璃, Id-伊丁石, Il-钛铁矿, In-熔融包裹体, Mt-磁铁矿, Ol-橄榄石, Pl-斜长石, Sid-菱铁矿。

Fig. 2 Microphotographs of olivine basalt (a, b) and siderite-bearing olivine basalt (c, d, e, f, g, h).

a-Glass, plagioclase and opaque minerals in olivine microphenocryst, BSE; b-Melt inclusions in olivine, polarized light; c-Olivine is replaced by iddingsite, inclusions in olivine, polarized light; d-Apatite in plagioclase, siderite coexists with plagioclase and clinopyroxene, polarized light; e-Siderites and opaque minerals in the trellis consisting of clinopyroxene and plagioclase, polarized light; f-The coexisting relationships among siderite, glass, plagioclase and ilmenite, polarized light; g-The serrated boundary between siderite and plagioclase, note that siderite inclusion in plagioclase, polarized light; h) Siderite and glass in the trellis consisting of clinopyroxene and plagioclase, plane polarized light; Ap-apatite, Cpx- clinopyroxene, G-glass, Id- iddingsite, Il-ilmenite, In-inclusion, Mt-magnetite, Ol-olivine, Pl-plagioclase, Sid-siderite

子晶(图2b)。在该类岩石中存在少量斜长石捕虏晶(熔蚀结构发育),另外见少许方解石细脉。

含菱铁矿橄榄玄武岩(样品 Klm15-3b, Klm15-3d, Klm15-3h, Klm15-3e, Klm15-3l, Klm15-3o, Klm16-1, Klm18-1 和 Klm18-3)具有典型的拉斑玄武结构,主要由橄榄石(0.4 ~ 0.6mm)、单斜辉石(0.5 ~ 0.8mm)、斜长石(0.5 ~ 0.8mm)、菱铁矿、长条状不透明矿物(钛铁矿为主,少量磁铁矿)和玄武玻璃组成。含菱铁矿橄榄玄武岩样品中的橄榄石边缘一般呈浑圆状,且伊丁石化现象明显(图2c)。橄榄石中包裹大量熔融包裹体(达30 μ m),包裹体内除玻璃外,还有气泡以及不透明矿物子晶(图2c)。部分橄榄石晶体有环带结构,在背散射图像中从较暗色的核部逐渐过渡到较浅的边部。较自形的斜长石和单斜辉石构成格架,它形单斜辉石、菱铁矿、钛铁矿等微晶矿物以及玄武玻璃充填其中(图2e, f, g, h)。大颗粒的单斜辉石具环带结构,并含熔融包裹体,有的单斜辉石与斜长石构成格架(图2e),有的单斜辉石呈它形充填在斜长石构成的格架中。细小单斜辉石颗粒分布在较大矿物的间隙,这种细小单斜辉石的自形程度很高,显示出很好的生长条纹。板状斜长石颗粒可包裹大量的蠕虫状磷灰石(图2d)。与其他两类岩石样品不同,含菱铁矿橄榄玄武岩样品中含少量碱性长石。含菱铁矿橄榄玄武岩中的玄武玻璃约占5% ~ 10%,部分已脱玻化(图2f)。这些玄武玻璃形状不规则,多充填在斜长石及单斜辉石构成的格架中,与斜长石及单斜辉石的接触边界平直。玄武玻璃常包裹少量钛铁矿。在背散射图片(图3a, b)中可以观察到玄武玻璃具环带特征,环带中深色的内带较大,浅色的外带狭窄。杏仁玄武岩与橄榄玄武岩中的玄武玻璃一般没有环带。

含菱铁矿橄榄玄武岩中菱铁矿的含量在10%以上。这些菱铁矿的形状不规则,粒度0.05 ~ 0.6mm(少数>1.0mm,大多集中在0.2 ~ 0.3mm)。菱铁矿、玄武玻璃、斜长石和钛铁矿表现出明显的共生关系(图2f)。菱铁矿的边缘有的平直,有的弯曲,有的呈锯齿状与斜长石或玄武玻璃共生接触(图2f, g, h)。菱铁矿有三种存在形式:颗粒较大的菱铁矿($\approx$ 1mm)包裹单斜辉石和斜长石,其中的斜长石包体呈浑圆

状(图3d);菱铁矿与玄武玻璃和钛铁矿一起充填在斜长石和单斜辉石构成的格架中,这种类型的菱铁矿最常见(图2e, f, g, h);第三种菱铁矿是以包体形式存在于斜长石中(图2g)。在背散射图象中可以观察到菱铁矿的环带现象,结晶较早的核部(暗色)与晚结晶边缘(浅色)之间表现出成份上的突变特征(图3a, d)。菱铁矿一般与玄武玻璃共生,二者的接触边界向玄武玻璃一侧形成港湾状弯曲(图2f, 图3a),但也有平直接触边界(图3b)。

3 矿物和玻璃的化学成分

3.1 橄榄石

橄榄玄武岩和含菱铁矿橄榄玄武岩中橄榄石的电子探针分析结果见表1和图4a。含菱铁矿橄榄玄武岩中橄榄石的成分变化较大(主要属于贵橄榄石和透铁橄榄石),橄榄石显示环带,环带核部相对富Mg而贫Fe,边部与之相反,故核部的Mg[#](62.9 ~ 78.6)略大于边部的Mg[#](55.0 ~ 74.1),从核部到边部出现逐渐变化的特征。橄榄石核部SiO₂(37.1% ~ 38.8%)略高于边部(36.1% ~ 38.4%)。CaO含量也有从核部到边部逐渐增加的趋势(0.20 ~ 0.27%),依据Stormer(1973)的实验结果,这种环带特征表明橄榄石的结晶压力降低,即熔体上升。橄榄石中各氧化物含量随Mg[#]增加呈现规律性变化,例如SiO₂和NiO与Mg[#]的正相关性以及MnO与Mg[#]的负相关性。与含菱铁矿橄榄玄武岩相比,橄榄玄武岩中橄榄石主要集中在贵橄榄石区,各氧化物含量均一,不发育环带结构。

3.2 单斜辉石

橄榄玄武岩中几乎不含辉石,含菱铁矿橄榄玄武岩和杏仁玄武岩样品含单斜辉石(主要为普通辉石,存在少量透辉石,图4b)。单斜辉石的成分相近(表2),其TiO₂、Al₂O₃与SiO₂呈现明显负相关。单斜辉石的TiO₂含量较高(>2.5%),属于富Ti普通辉石。单斜辉石核部相对富MgO和Cr₂O₃,贫FeO,核部Mg[#](平均75.5)略大于边部Mg[#](平均71.4)。

表 1 橄榄玄武岩玄武岩,含菱铁矿橄榄玄武岩中橄榄石探针分析结果 (wt. % , O =4)

Table 1 Representative compositions of the clinopyroxene in olivine basalt and siderite-bearing olivine basalt by EPMA(wt. % , O =4)

样品号	类型	位置	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO ^I	NiO	CaO	MgO	Na ₂ O	总量	Si	Al	Cr	Mn	Fe	Ni	Ca	Mg	Na	Mg [#]
Klml5-3d	I	核部	37.06	0.028	0.018	0.403	31.93	0.077	0.238	30.38	0.040	100.19	1.009	0.001	0	0.009	0.728	0.002	0.007	1.233	0.002	62.88
Klml5-3d	I	边部	36.12	0.007	0.011	0.533	37.51	0.086	0.249	25.74	0	100.33	1.011	0	0	0.013	0.879	0.002	0.007	1.074	0	54.99
Klml5-3d	I	核部	38.32	0.037	0.015	0.344	25.40	0.146	0.250	35.41	0.008	99.94	1.012	0.001	0	0.008	0.561	0.003	0.007	1.394	0	71.30
Klml5-3d	I	边部	37.00	0.003	0.021	0.365	30.12	0.089	0.299	31.42	0.031	99.37	1.008	0	0	0.008	0.687	0.002	0.009	1.276	0.002	65.00
Klml5-3d	I	核部	37.65	0	0	0.399	28.50	0.054	0.212	33.24	0	100.07	1.009	0	0	0.009	0.639	0.001	0.006	1.328	0	67.51
Klml5-3d	I	边部	37.45	0	0.028	0.386	31.13	0.085	0.214	31.11	0.001	100.41	1.012	0	0.001	0.009	0.704	0.002	0.006	1.254	0	64.04
Klml5-3d	I	核部	38.83	0	0.027	0.288	22.80	0.166	0.214	37.71	0.021	100.07	1.011	0	0.001	0.006	0.497	0.003	0.006	1.464	0.001	74.66
Klml5-3d	I	边部	38.40	0.058	0.059	0.281	24.30	0.156	0.197	36.31	0	99.76	1.010	0.002	0.001	0.006	0.535	0.003	0.006	1.424	0	72.69
Klml6-1	I	核部	38.77	0.029	0	0.198	19.10	0.184	0.167	39.50	0.005	98.01	1.013	0.001	0	0.004	0.418	0.004	0.005	1.539	0	78.64
Klml6-1	I	边部	38.19	0.049	0.057	0.266	22.89	0.135	0.208	36.83	0.020	98.64	1.010	0.002	0.001	0.006	0.507	0.003	0.006	1.453	0.001	74.13
Klml6-1	I	核部	37.86	0.019	0.015	0.350	26.25	0.086	0.288	34.49	0	99.37	1.011	0.001	0	0.008	0.586	0.002	0.008	1.373	0	70.09
Klml6-1	I	边部	38.15	0.036	0.046	0.364	26.76	0.104	0.277	34.10	0.022	99.90	1.014	0.001	0.001	0.008	0.596	0.002	0.008	1.352	0.001	69.40
Klml6-1	I	核部	37.52	0	0	0.405	30.18	0.103	0.260	32.11	0.031	100.63	1.008	0	0	0.009	0.678	0.002	0.007	1.286	0.002	65.48
Klml6-1	I	边部	37.23	0	0.051	0.385	29.61	0.117	0.245	32.03	0	99.71	1.007	0	0.001	0.009	0.671	0.003	0.007	1.292	0	65.82
Klml7-5	II	核部	38.31	0.013	0.035	0.269	23.48	0.088	0.297	36.43	0	98.93	1.013	0	0.001	0.006	0.520	0.002	0.008	1.436	0	73.42
Klml7-5	II	边部	38.36	0.021	0.072	0.312	23.78	0.125	0.273	36.36	0.018	99.38	1.011	0.001	0.002	0.007	0.525	0.003	0.001	1.429	0.001	73.13
Klml7-5	II	核部	38.68	0	0.013	0.298	23.24	0.118	0.224	36.85	0	99.44	1.015	0	0	0.007	0.511	0.002	0.006	1.443	0	73.85
Klml7-5	II	核部	38.60	0.001	0.063	0.325	23.85	0.128	0.321	36.87	0.001	100.18	1.009	0	0.001	0.007	0.522	0.003	0.009	1.438	0	73.37
Klml7-5	II		38.29	0	0.015	0.330	23.44	0.092	0.303	36.38	0.021	98.92	1.013	0	0	0.007	0.519	0.002	0.009	1.435	0.001	73.44
Klml7-5	II		38.23	0	0.010	0.303	24.09	0.114	0.333	3.83	0.042	99.00	1.014	0	0	0.007	0.535	0.002	0.009	1.416	0.002	72.58

I -含菱铁矿橄榄玄武岩 (siderite-bearing olivine basalt) ; II - 橄榄玄武岩 (olivine basalt) ; Mg[#] = Mg/(Mg + Fe)

表 2 杏仁玄武岩及含菱铁矿橄榄玄武岩中代表性单斜辉石的电子探针分析结果 (wt. %, O = 6)

Table 2 Representative compositions of the clinopyroxene in the amygdaloidal basalt and siderite-bearing olivine basalt by EPMA (wt. %, O = 6)

样品号	类型	位置	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO ^I	NiO	CaO	MgO	Na ₂ O	总量	Si	Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Cr	Mn	Fe	Ni	Ca	Mg	Na
Klml5-3d	I	核部	52.33	1.31	1.20	0.029	0.21	9.88	0.033	19.26	14.74	0.265	99.28	1.959	0.036	0.041	0.011	0.001	0.007	0.309	0.001	0.774	0.829	0.019
Klml5-3d	I	边部	50.94	1.59	1.75	0.000	0.234	12.89	0.045	18.86	13.04	0.438	99.79	1.927	0.045	0.073	0.005	0.000	0.007	0.408	0.001	0.766	0.741	0.032
Klml5-3d	I	核部	50.50	2.01	2.19	0	0.154	10.11	0.035	20.26	13.33	0.395	98.98	1.910	0.056	0.090	0.008	0	0.005	0.320	0.001	0.823	0.757	0.029
Klml5-3d	I	边部	50.41	1.53	1.77	0.017	0.282	11.76	0	19.24	12.66	0.456	98.15	1.933	0.043	0.067	0.013	0.001	0.009	0.377	0	0.792	0.730	0.034
Klml5-3d	I	核部	52.76	0.99	1.41	0.396	0.162	8.43	0.033	18.53	15.91	0.339	98.96	1.963	0.027	0.037	0.024	0.012	0.005	0.262	0.001	0.740	0.889	0.024
Klml5-3d	I	核部	51.31	1.31	2.54	0.851	0.17	7.20	0.015	20.84	14.53	0.435	99.20	1.914	0.036	0.086	0.026	0.025	0.005	0.225	0	0.834	0.814	0.031
Klml5-3d	I	边部	50.63	2.5	2.14	0.041	0.249	10.59	0.021	19.85	13.42	0.405	99.32	1.911	0.055	0.089	0.006	0.001	0.008	0.334	0.001	0.804	0.761	0.030
Klml6-1	I	核部	50.99	1.73	2.31	0.112	0.152	8.77	0.036	20.18	14.30	0.333	98.92	1.915	0.048	0.085	0.018	0.003	0.005	0.276	0.001	0.813	0.807	0.024
Klml6-1	I	边部	50.14	2.03	2.49	0.009	0.219	11.08	0.007	19.22	13.21	0.457	98.86	1.903	0.057	0.097	0.015	0	0.007	0.352	0	0.783	0.753	0.034
Klml6-1	I	核部	50.80	1.45	2.89	0.861	0.168	7.55	0.023	20.19	14.66	0.404	99.00	1.900	0.040	0.100	0.027	0.025	0.005	0.236	0.001	0.810	0.824	0.029
Klml6-1	I	边部	50.30	1.92	2.13	0.008	0.251	10.79	0.015	20.17	12.76	0.434	98.78	1.914	0.054	0.086	0.009	0	0.008	0.343	0	0.823	0.729	0.032
Klml6-1	I	核部	50.94	1.43	2.80	0.881	0.152	7.18	0.024	20.78	14.55	0.384	99.13	1.902	0.040	0.098	0.025	0.026	0.005	0.224	0.001	0.833	0.816	0.028
Klml6-1	I	边部	50.95	1.19	2.52	0.93	0.139	7.46	0.009	20.27	14.93	0.375	98.77	1.909	0.033	0.091	0.020	0.028	0.004	0.234	0	0.815	0.840	0.027
Klml5-3a	III	核部	50.94	1.82	2.37	0.035	0.183	8.95	0	19.55	14.25	0.372	98.47	1.920	0.051	0.080	0.025	0.001	0.006	0.282	0	0.791	0.807	0.027
Klml5-3a	III	边部	51.10	1.50	1.96	0.108	0.208	8.52	0.03	20.37	14.15	0.363	98.32	1.930	0.042	0.070	0.018	0.003	0.007	0.269	0.001	0.826	0.803	0.027
Klml5-3a	III	核部	51.93	1.36	1.26	0.001	0.224	10.00	0	19.67	14.48	0.375	99.30	1.949	0.038	0.051	0.005	0	0.007	0.314	0.000	0.792	0.816	0.027
Klml5-3a	III	边部	51.40	1.29	1.49	0	0.255	11.70	0.042	20.27	13.02	0.434	99.92	1.938	0.036	0.062	0.004	0	0.008	0.369	0.001	0.820	0.738	0.032
Klml5-3a	III	核部	51.04	1.81	2.21	0.041	0.192	9.01	0.007	20.29	13.99	0.388	98.99	1.919	0.050	0.081	0.017	0.001	0.006	0.283	0	0.819	0.790	0.028
Klml5-3a	III	边部	50.35	1.84	2.19	0	0.25	10.75	0.03	19.23	13.32	0.450	98.41	1.917	0.052	0.083	0.015	0	0.008	0.342	0.001	0.786	0.762	0.033
Klml5-3a	III		51.28	1.33	1.33	0.025	0.235	10.29	0.025	19.55	13.76	0.331	98.16	1.951	0.038	0.049	0.011	0.001	0.008	0.327	0.001	0.798	0.786	0.024
Klml5-3a	III		52.17	1.10	1.19	0	0.268	10.79	0.031	19.17	14.34	0.291	99.35	1.960	0.031	0.040	0.012	0	0.009	0.339	0.001	0.773	0.809	0.021
Klml5-3a	III		51.01	1.49	2.77	0.609	0.19	7.81	0.026	19.93	14.59	0.382	98.81	1.910	0.041	0.090	0.032	0.018	0.006	0.245	0.001	0.801	0.821	0.028
Klml5-3a	III		52.26	1.51	1.12	0.007	0.228	11.02	0.037	19.00	14.52	0.276	99.99	1.952	0.042	0.048	0.001	0	0.007	0.344	0.001	0.762	0.815	0.020

I -含菱铁矿橄榄玄武岩(siderite-bearing olivine basalt); III -杏仁玄武岩(amygdaloidal basalt)

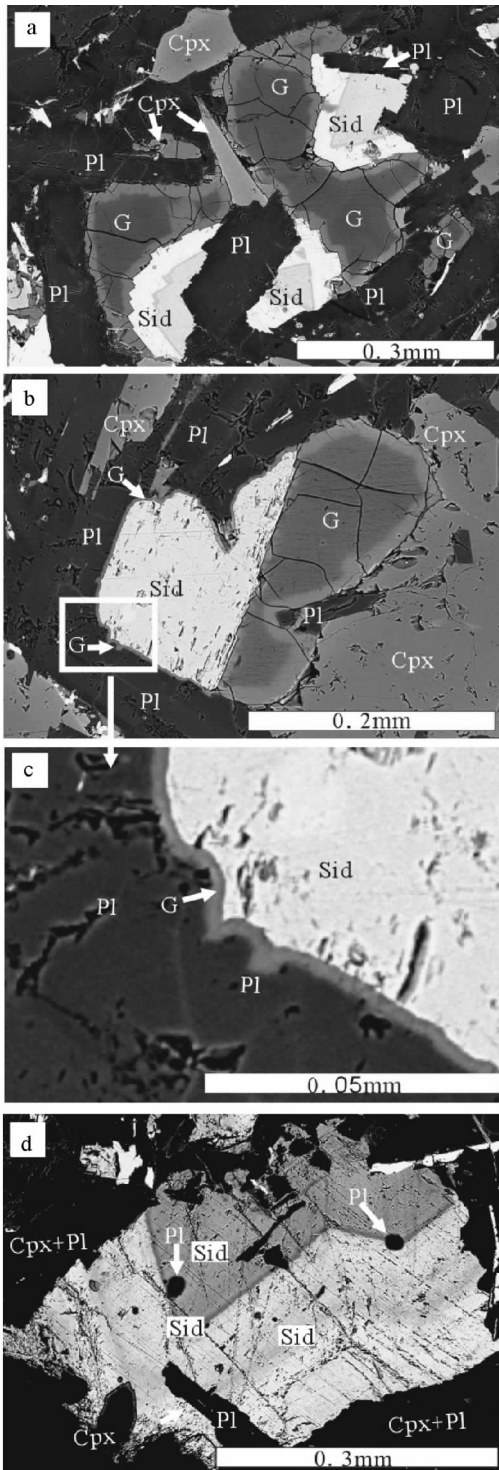


图3 a-与菱铁矿共生玄武玻璃的分带,注意菱铁矿暗色部分的锯齿状边界可以一直延续到与玻璃的接触边,背散射电子图(BSE); b-玄武玻璃包裹菱铁矿,背散射电子图(BSE); c-为图b中白框部分放大的显微照片显示菱铁矿、玻璃与斜长石的接触关系,背散射电子图(BSE); d-菱铁矿中的成分梯变现象,并包裹浑圆状斜长石,背散射电子图(BSE)。Cpx-单斜辉石, G-玻璃, Pl-斜长石, Sid-菱铁矿。

Fig. 3 a-The zoning of the coexisting siderite and glass, BSE; b-Light glass encloses light siderite, BSE; c-Enlarged BSE image of b shows the relationship among siderite, glass and plagioclase, BSE; d-The zoning pattern of siderite and the siderite contains rounded plagioclase as inclusions, BSE; Cpx-clinopyroxene, G-glass, Pl-plagioclase, Sid-siderite

3.3 长石

长石探针分析结果列于表3。斜长石的 An 含量最高为 54%, 大多集中在 50% 附近(属于拉长石—中长石)。在含菱铁矿橄榄玄武岩中还存在钠长石—钾长石系列的碱性长石(Or 最高达 45%, 属于歪长石和透长石), 另外两类岩石样品不含碱性长石(图 4d)。

3.4 玄武玻璃

三类岩石都含玄武玻璃。选择没有受脱玻化影响的玄武玻璃进行成分分析(表 4)。在玄武玻璃的 Haker 图解中(图 5), 杏仁玄武岩玻璃成份投点都在橄榄玄武岩与含菱铁矿橄榄玄武岩玻璃之间。橄榄玄武岩与含菱铁矿橄榄玄武岩中玻璃成分差别较大, 前者含较多的 K_2O 、 Al_2O_3 、 MgO 和 CaO , 而后的 MnO 和 FeO 含量较高。部分橄榄玄武岩样品的玻璃含 TiO_2 和 MnO 也较高。三种玻璃中 Na_2O 、 Cr_2O_3 和 SiO_2 含量基本一致。

玻璃的 SiO_2 在 51.6% ~ 38.0% 之间变化(多集中在 40% ~ 48%), 大多数样品的 $Na_2O + K_2O$ 含量小于 1.0% (少数达 $\approx 3.7\%$)。FeO 的含量多在 30% 左右。橄榄玄武岩玻璃的 $Mg^{\#}$ 值最高 (≈ 64)。含菱铁矿橄榄玄武岩中玻璃的 $Mg^{\#}$ 在 23 ~ 50 之间变化。因此, 橄榄玄武岩中的玻璃相对比较接近母岩浆, 而含菱铁矿橄榄玄武岩中的玻璃演化分异程度较高。随 $Mg^{\#}$ 降低, Al_2O_3 含量逐渐降低(图 5j), 表明在低 $Mg^{\#}$ 玻璃(岩浆)中发生了斜长石结晶分异作用。杏仁玄武岩及橄榄玄武岩中玻璃的 $Na_2O < K_2O$, 而含菱铁矿橄榄玄武岩中玻璃的 $Na_2O > K_2O$ (其 K_2O 含量小于杏仁玄武岩及橄榄玄武岩中玻璃的 K_2O 含量, 这是因为在含菱铁矿橄榄玄武岩中有碱性长石结晶)。

含菱铁矿橄榄玄武岩中的玻璃常显示环带结构(图 3a, b), 而另两类岩石中的玻璃不发育环带结构。环带外部(浅色部分)的 FeO 和 MnO 含量较高, CaO 和 MgO 含量较低, 内部(暗色部分)则相反。在玻璃的成分剖面中这几种氧化物含量表现出突变的特征。

3.5 菱铁矿

菱铁矿的电子探针分析结果见表 5, 这些菱铁矿属于以菱铁矿为主的菱铁矿-白云石的固熔体, 另含少量的菱锰组分(图 6a)。 $CaMg(CO_3)_2$ 端元最高达 47.3%, 但大多小于 30%, 有些矿物颗粒是纯菱铁矿端元。菱铁矿显示明显的成

表 3 克拉玛依玄武岩系列中斜长石电子探针分析结果(wt. %)

Table 3 Representative compositions of the feldspar in Karamay basalt series by EPMA (wt. %)

样品号	类型	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO ^t	NiO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	总量	An(mol%)	Ab(mol%)	Or(mol%)
Klm15-3d	I	67.39	0.13	17.34	0.03	0.03	0.97	0	0.31	0.03	7.28	5.62	99.13	1.55	65.30	33.15
Klm15-3d	I	57.01	0.11	24.85	0.02	0.01	0.81	0	8.89	0.06	5.93	0.60	98.28	43.80	52.71	3.50
Klm15-3d	I	58.86	0.14	22.97	0	0.06	1.11	0	6.89	0.03	6.86	0.92	97.85	33.81	60.80	5.39
Klm15-3d	I	65.20	0.11	18.54	0	0	0.74	0	2.07	0.02	7.48	4.83	99.00	9.72	63.33	26.94
Klm16-1	I	65.04	0.53	18.06	0.01	0	1.10	0	0.17	0.00	6.05	7.65	98.61	0.83	54.14	45.04
Klm16-1	I	55.85	0.20	26.34	0	0	1.57	0.02	8.74	0.03	6.72	0.52	99.99	40.66	56.47	2.88
Klm16-1	I	54.74	0.12	26.76	0	0.06	1.45	0.04	10.58	0.44	5.27	0.36	99.83	51.54	46.38	2.09
Klm16-1	I	56.70	0.15	26.13	0.01	0.01	0.38	0.03	8.80	0.07	6.82	0.61	99.71	40.28	56.40	3.32
Klm16-1	I	55.89	0.12	26.13	0	0.01	1.19	0.01	9.28	0.28	6.09	0.54	99.53	44.35	52.58	3.07
Klm17-5	II	56.11	0.19	24.62	0	0.04	0.88	0	9.35	0.24	5.42	0.56	97.40	47.19	49.42	3.39
Klm17-5	II	55.69	0.13	25.42	0	0	0.61	0.01	10.21	0.20	5.24	0.49	97.99	50.42	46.71	2.87
Klm17-5	II	54.39	0.09	25.92	0	0.01	0.59	0.02	10.76	0.12	5.04	0.45	97.38	52.77	44.61	2.62
Klm17-5	II	57.63	0.24	25.08	0.01	0.02	0.89	0	8.08	0.10	6.67	0.78	99.50	38.37	57.22	4.40
Klm17-5	II	54.73	0.14	27.70	0	0	0.46	0	10.81	0.17	5.37	0.49	99.88	51.25	45.99	2.76
Klm17-5	II	53.71	0.07	28.45	0	0.02	0.46	0.05	11.41	0.11	5.02	0.40	99.68	54.45	43.28	2.27
Klm15-3a	III	56.12	0.10	25.97	0	0.04	1.54	0	9.95	0.74	5.35	0.48	100.29	49.29	47.88	2.83
Klm15-3a	III	55.81	0.16	26.58	0	0	0.44	0	9.58	0.06	6.40	0.56	99.59	43.93	53.02	3.05
Klm15-3a	III	56.01	0.16	26.47	0.01	0.03	0.52	0	9.21	0.08	6.58	0.62	99.69	42.18	54.44	3.38

I-含菱铁矿橄榄玄武岩 (siderite-bearing olivine basalt); II-橄榄玄武岩 (olivine basalt); III-杏仁玄武岩 (amygdaloidal basalt)

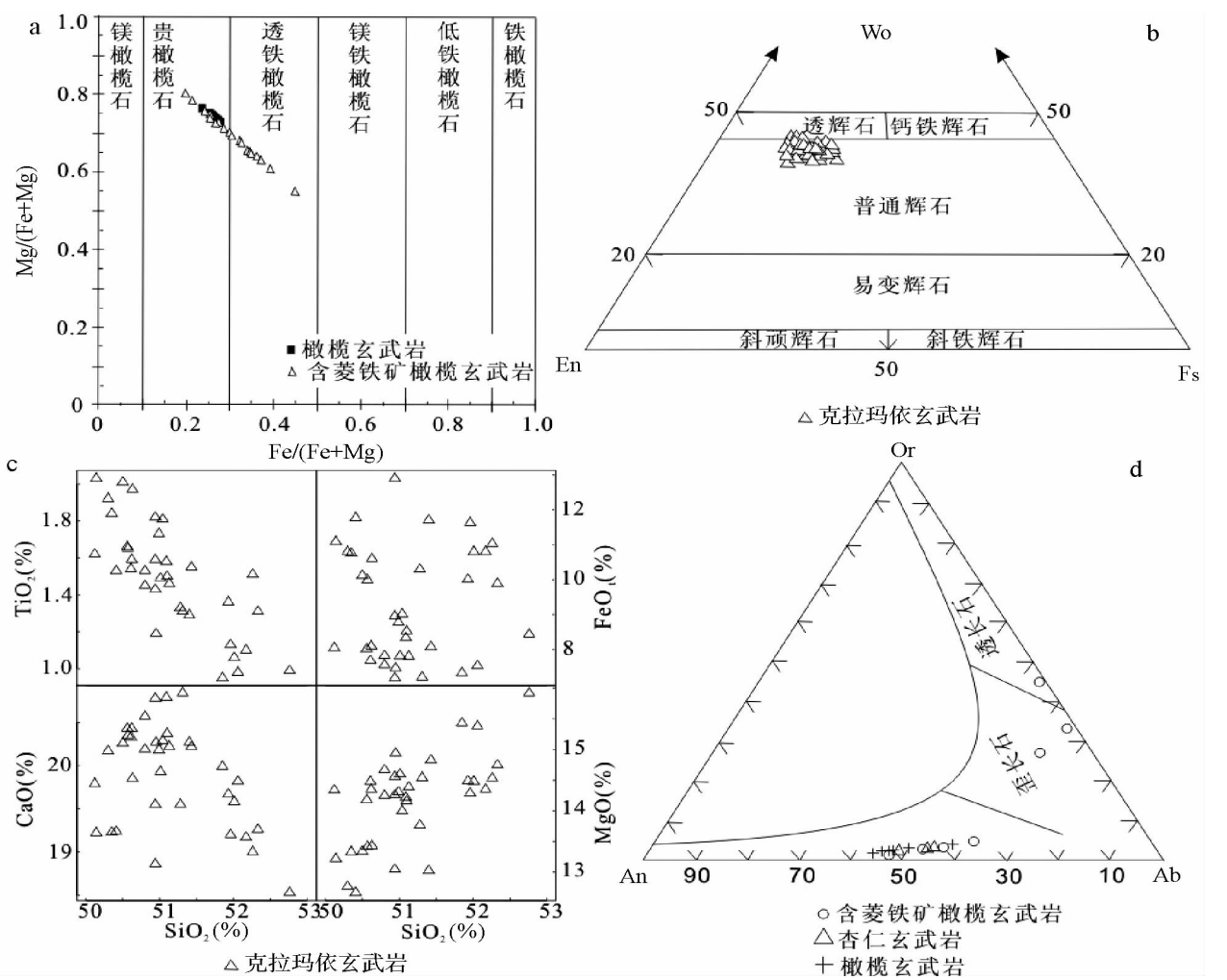


图 4 a-橄榄玄武岩,含菱铁矿橄榄玄武岩中橄榄石成份分类; b-杏仁玄武岩与含菱铁矿橄榄玄武岩中单斜辉石分类; c-克拉玛依玄武岩中单斜辉石成分变异图解; d-长石成分分类 (底图依据 Deer *et al.* ,2001)

Fig.4 a-Classification diagram for olivines in olivine basalt and siderite-bearing olivine basalt; b-Classification diagram for clinopyroxenes in amygdaloidal basalt and siderite-bearing olivine basalt; c-The diagrams showing clinopyroxene compositions from the Karamay basalts; d-Feldspar classification diagram (based on Deer *et al.* , 2001).

表 4 克拉玛依玄武岩系列玄武玻璃电子探针成分分析 (wt. %)
Table 4 Representative compositions of glass in Karamay basalt by EPMA (wt. %)

样品号	类型	位置	MnO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	NiO	FeO ⁺	总量	Mg [#]
Klm16-1	I	C	0.28	0.17	9.78	0.17	0.01	42.42	3.78	1.55	0.01	0	23.39	81.56	0.42
Klm16-1	I	R	0.32	0.21	5.04	0.16	0.01	38.11	2.80	1.27	0.01	0	25.64	73.58	0.26
Klm16-1	I	C	0.31	0.05	9.69	0.11	0.06	43.17	3.81	1.61	0.02	0	23.33	82.15	0.42
Klm16-1	I	R	0.41	0.06	5.08	0.11	0.05	43.25	3.31	1.54	0.03	0	28.28	82.12	0.24
Klm16-1	I	C	0.20	0.14	11.98	0.11	0.01	46.56	4.27	1.49	0.02	0	23.55	88.32	0.47
Klm16-1	I	C	0.28	0.13	12.97	0.09	0.03	47.47	4.22	1.38	0.04	0	22.73	89.34	0.50
Klm16-1	I	C	0.27	0.20	10.17	0.14	0	47.32	3.94	1.52	0.04	0.05	24.6	88.26	0.42
Klm16-1	I	R	0.31	1.74	3.71	2.02	0.04	49.08	5.79	0.91	0.11	0	22.47	86.17	0.23
Klm16-1	I	C	0.23	0.15	12.78	0.19	0.07	46.71	4.53	1.16	0	0.02	24.44	90.29	0.48
Klm16-1	I	R	0.52	0.24	5.32	0.21	0.02	45.23	3.4	1.16	0.07	0.07	29.18	85.41	0.24
Klm16-1	I	C	0.20	0.20	12.56	0.13	0	47.15	4.59	1.34	0.05	0.03	24.31	90.56	0.48
Klm16-1	I	C	0.31	0.16	11.82	0.16	0	46.51	4.45	1.37	0.01	0	24.14	88.93	0.46
Klm17-5	II	M	0.02	0.02	14.28	0.22	0	43.89	6.89	1.92	0.15	0.02	16.06	83.47	0.61
Klm17-5	II	M	0.04	0.12	13.74	0.26	0.04	41.59	6.78	1.78	0.2	0.1	15.68	80.32	0.61
Klm17-5	II	M	0.08	0.09	14.89	0.31	0.03	45.90	7.15	2.13	0.20	0.05	17.11	87.93	0.61
Klm17-5	II	M	0.01	0.24	13.88	0.36	0	46.49	6.39	2.32	0.20	0.05	17.69	87.63	0.58
Klm17-5	II	In	0.01	0.29	10.21	0.42	0.07	45.62	7.35	3.22	4.56	0.06	12.51	84.32	0.59
Klm17-5	II	In	0.02	0.14	10.51	0.36	0	47.00	6.92	2.99	2.58	0.04	13.92	84.49	0.57
Klm17-5	II	In	0.08	0.02	12.69	0.20	0.03	44.11	6.68	2.12	0.25	0.03	16.2	82.41	0.58
Klm17-5	II	M	0.15	0.01	12.76	0.08	0.02	41.29	6.75	2.07	0.19	0.05	15.14	78.49	0.60
Klm17-5	II	In	0.06	0.29	9.29	0.45	0.04	51.61	8.70	2.56	2.31	0.05	9.75	85.1	0.63
Klm17-5	II	M	0.07	0.07	15.90	0.20	0.03	44.79	6.62	2.09	0.16	0	15.69	85.62	0.64
Klm17-5	II	In	0.08	1.65	11.48	0.49	0.05	45.27	7.87	2.54	1.74	0.05	12.82	84.04	0.61
Klm17-5	II	M	0.08	0.04	14.82	0.25	0.04	45.00	6.40	1.85	0.19	0.08	16.68	85.41	0.61
Klm17-5	II	M	0.10	0.23	14.69	0.60	0.02	44.29	6.45	1.18	0.18	0.09	15.94	83.76	0.62
Klm15-3a	III		0.14	0.02	14.56	0.08	0.01	41.38	9.55	1.52	0.39	0.04	21.45	89.15	0.54
Klm15-3a	III		0.46	0.72	6.40	0.32	0.06	43.69	4.39	2.69	0.08	0	22.80	81.61	0.33
Klm15-3a	III		0.26	0.13	11.54	0.29	0.05	40.36	4.53	1.8	0.06	0.12	19.49	78.64	0.51
Klm15-3a	III		0.28	0.08	13.12	0.28	0	47.54	5.09	1.73	0.1	0.05	21.6	89.87	0.52
Klm15-3a	III		0.17	0.14	10.65	0.27	0	44.46	4.20	2.59	0.34	0.07	20.52	83.42	0.48
Klm15-3a	III		0.21	0.21	11.43	0.36	0.05	42.37	4.79	1.73	0.13	0.02	19.72	81.01	0.51
Klm15-3a	III		0.24	0.16	13.60	0.25	0.05	45.9	5.36	2.17	0.13	0	21.07	88.92	0.53
Klm15-3a	III		0.32	0.21	9.49	0.35	0.01	44.88	4.01	1.88	0.12	0.03	21.73	83.03	0.43
Klm15-3a	III		0.48	0.23	7.30	0.35	0.08	43.31	3.57	2.45	0.04	0	23.18	80.98	0.36

I -含菱铁矿橄榄玄武岩 (siderite-bearing olivine basalt) ; II -橄榄玄武岩 (olivine basalt) ; III -杏仁玄武岩 (amygdaloidal basalt) ; In-指橄榄石斑晶内的玻璃 (glass enclosed in olivine phenocryst) ; M-指基质中的玻璃 (glass in matrix) ; R-玻璃环带外带 the rim of glass ; C-玻璃环带内带 (the core of glass) ; Mg[#] = Mg/(Mg + Fe)

分梯变带(图6b),在背散射图中可分为暗色和浅色部分。FeO和MnO在暗色部分含量分别为33.0%~48.8%和0.39%~0.63%,在浅色部分分别为46.0%~54.0%和0.70%~6.3%,MgO和CaO在暗色部分的含量分别为1.8%~5.7%和4.7%~6.1%(最大值为19.0%),在浅色部分分别为0.94%~3.2%和1.9%~3.0%。MnO在浅色部分的含量变化并非连续的(部分小于1.0%,其余大于4.0%)。

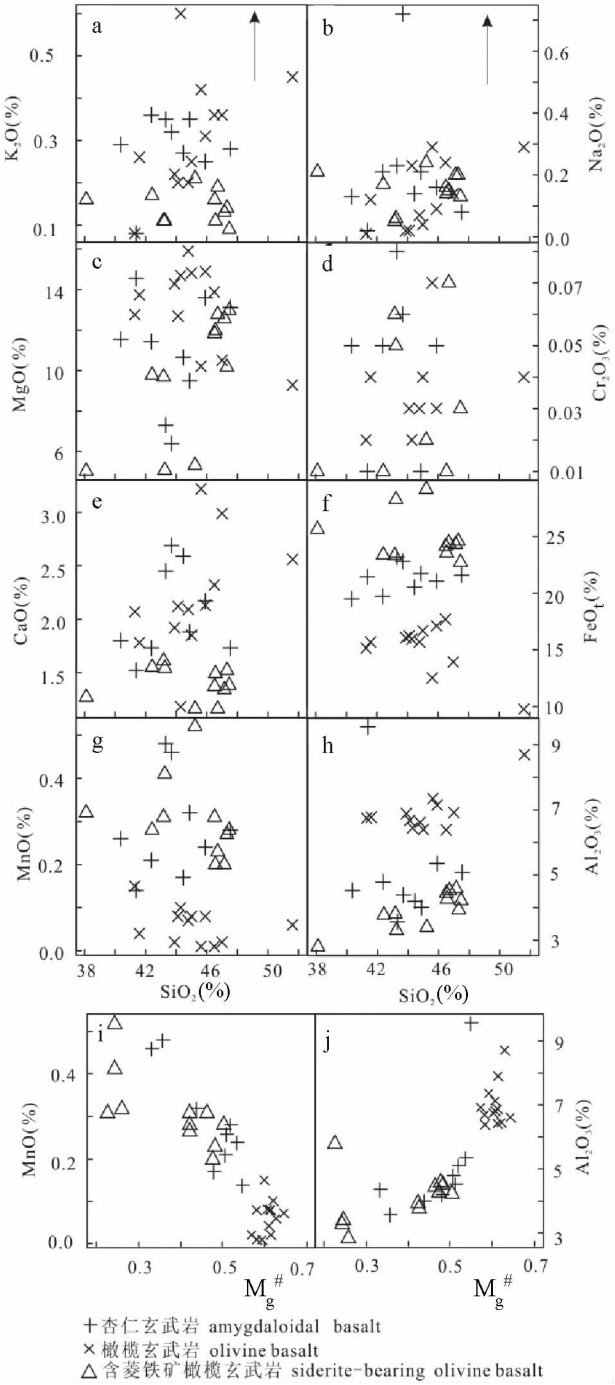


图5 克拉玛依侏罗纪玄武岩中玻璃成分 Haker 图解
Fig. 5 The Haker plot for the glasses in the Karamay basalts

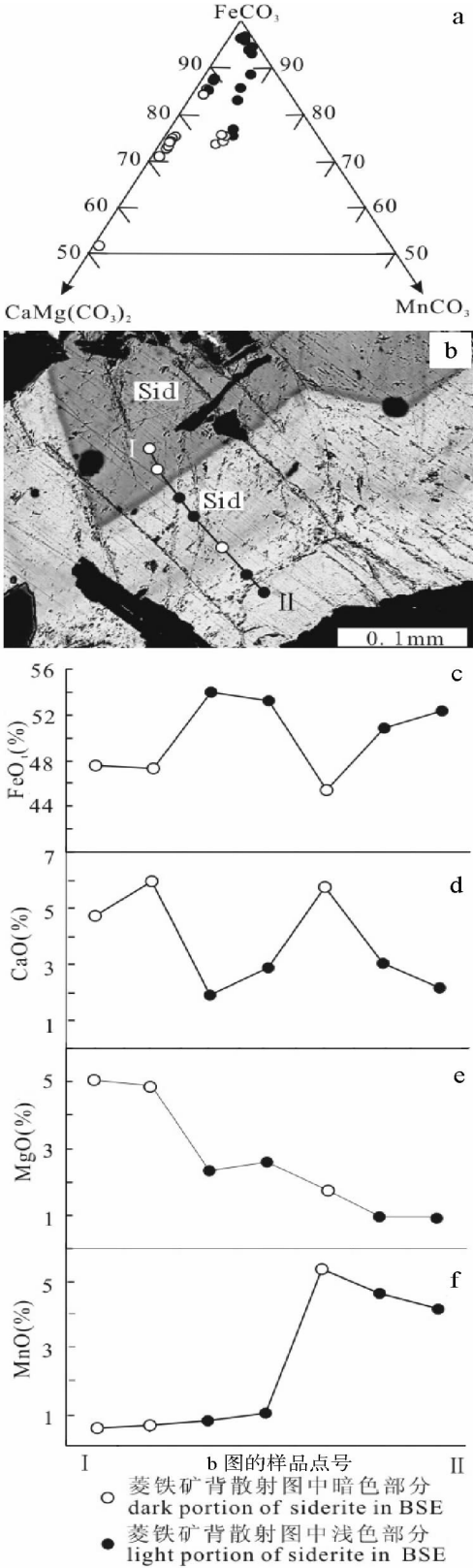


图6 a-岩浆碳酸盐矿物成分变化三角图;b-菱铁矿的背散射电子图(BSE)显示环带;c,d,e,f-菱铁矿环带剖面的成分变化图
Fig. 6 a-The carbonate classification diagram; b-BSE image of a siderite zoning; c, d, e, f-The compositional zoning plots for the section showing in siderite BSE image.

表 5 原生菱铁矿电子探针分析结果(wt. % ,CO₃²⁻ = 1)

Table 5 Representative compositions of primary siderite in siderite-bearing olivine basalt by EPMA (wt. % ,CO₃²⁻ = 1)

样品号	类型	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO [†]	CaO	MgO	Na ₂ O	总量	Si	Ti	AL	Mn	Fe	Ca	Mg	Na
Klm15-3d	B	0.04	0.02	0	0.70	46.56	5.66	3.97	0.10	57.05	0.001	0	0	0.011	0.751	0.117	0.115	0.004
Klm16-1	B	0.04	0.02	0.01	5.90	46.69	5	0.85	0.01	58.57	0.001	0	0	0.099	0.769	0.106	0.025	0
Klm16-1	B	0	0.10	0	5.52	45.71	5.69	0.89	0	57.96	0	0.002	0	0.093	0.758	0.121	0.027	0
Klm16-1	B	0	0	0	5.61	45.42	6.31	0.92	0	58.26	0	0	0	0.093	0.746	0.133	0.027	0
Klm16-1	B	0.17	0.06	0.05	0.55	47.54	4.71	5.06	0.34	58.52	0.003	0.001	0.001	0.009	0.738	0.094	0.141	0.012
Klm16-1	B	0.05	0.05	0.01	0.64	47.34	5.94	4.88	0.21	59.22	0.001	0.001	0	0.01	0.728	0.117	0.135	0.008
Klm16-1	B	0.03	0.03	0.02	5.30	45.38	5.72	1.81	0.17	58.48	0.001	0	0	0.087	0.734	0.119	0.053	0.006
Klm16-1	B	0.01	0.05	0	0.49	48.79	4.97	5.04	0	59.38	0	0.001	0	0.008	0.753	0.099	0.14	0
Klm16-1	B	0	0.09	0	0.53	45.97	6.09	5.74	0.03	58.45	0	0.001	0	0.008	0.709	0.121	0.159	0.001
Klm16-1	B	0	0.02	0.02	0.62	47.4	5.52	4.79	0.10	58.48	0	0	0	0.01	0.74	0.111	0.135	0.004
Klm16-1	B	0.10	0.04	0	0.39	32.97	19.02	3.22	0.06	55.84	0.002	0.001	0	0.006	0.516	0.383	0.091	0.002
Klm16-1	B	0.03	0	0	5.20	45.86	5.73	1.13	0.10	58.07	0.001	0	0	0.087	0.754	0.121	0.033	0.004
Klm16-1	B	0.05	0.03	0.01	5.85	45.58	5.55	1.05	0.07	58.19	0.001	0	0	0.098	0.75	0.117	0.031	0.003
Klm16-1	B	0.02	0.05	0	0.63	47.09	5.90	5.17	0.05	58.91	0	0.001	0	0.01	0.727	0.117	0.144	0.002
Klm15-3d	L	0.07	0	0	1.29	56.47	0.33	0.02	0.02	58.25	0.001	0	0	0.022	0.967	0.007	0.001	0.001
Klm15-3d	L	0.42	0	0	2.43	52.76	0.75	0.03	0.13	56.54	0.009	0	0	0.043	0.925	0.017	0.001	0.005
Klm15-3d	L	0.07	0.09	0.01	2.07	55.29	0.36	0	0.11	58.01	0.001	0.001	0	0.036	0.949	0.008	0	0.004
Klm15-3d	L	0.09	0.06	0	2.61	54.41	0.36	0.03	0.09	57.65	0.002	0.001	0	0.046	0.939	0.008	0.001	0.003
Klm15-3d	L	0.22	0	0.04	3.10	53.94	0.65	0.06	0.16	58.18	0.004	0	0.001	0.054	0.919	0.014	0.002	0.006
Klm15-3d	L	0.02	0.05	0	1.61	54.94	0.54	0.06	0.01	57.22	0	0.001	0	0.028	0.956	0.012	0.002	0
Klm15-3d	L	0.06	0.02	0	0.99	56.85	0.69	0.09	0.02	58.71	0.001	0	0	0.017	0.963	0.015	0.003	0.001
Klm15-3d	L	0.09	0	0.01	1.16	56.11	0.46	0.07	0.11	58.01	0.002	0	0	0.02	0.961	0.01	0.002	0.004
Klm15-3d	L	0.05	0	0	4.09	52.44	1.83	0.05	0.03	58.49	0.001	0	0	0.07	0.887	0.04	0.001	0.001
Klm16-1	L	0.15	0.04	0	0.76	54.04	1.89	2.32	0.17	59.44	0.003	0.001	0	0.012	0.871	0.039	0.067	0.006
Klm16-1	L	0.04	0.01	0	0.98	53.19	2.84	2.58	0.15	59.81	0.001	0	0	0.016	0.846	0.058	0.074	0.006
Klm16-1	L	0.11	0.03	0	4.59	50.84	3.00	0.97	0.23	59.79	0.002	0	0	0.075	0.823	0.062	0.028	0.009
Klm16-1	L	0.05	0.03	0.02	4.14	52.31	2.16	0.94	0.32	60.01	0.001	0	0	0.068	0.846	0.045	0.027	0.012
Klm16-1	L	0.23	0	0	0.72	52.59	2.38	3.22	0	59.18	0.004	0	0	0.012	0.842	0.049	0.093	0
Klm16-1	L	0.04	0.01	0	0.70	53.85	2.21	3.1	0.05	59.97	0.001	0	0	0.011	0.853	0.045	0.088	0.002
Klm16-1	L	0.01	0	0.04	6.30	45.97	4.82	1.11	0	58.25	0	0	0.001	0.106	0.758	0.102	0.033	0
Klm16-1	L	0.03	0.04	0	0.93	53.44	2.68	2.99	0.02	60.13	0.001	0.001	0	0.015	0.844	0.054	0.085	0.001
Klm16-1	L	0.02	0.01	0	0.74	52.98	1.95	2.36	0.12	58.19	0	0	0	0.012	0.871	0.041	0.07	0.005

B-菱铁矿背散射图中暗色部分(dark portion of siderite in BSE) ;L-菱铁矿背散射图中浅色部分(light portion of siderite in BSE)

在原生碳酸盐矿物中成分发生突变是很普遍的现象 (Rosatelli *et al.* , 2003)。这种不连续变化大多由于 Mn 含量突变引起 (Mariano and Roeder, 1983)。由图 6b,c,d,e 和 f 可知,本文所研究样品中菱铁矿在由暗色部分突变为浅色部分后,MnO 含量基本不变,MgO 含量渐变,FeO 与 CaO 含量发生了突变(而且二者的变化呈严格的镜像关系)。因此研究区中菱铁矿成分不连续变化并非因为 MnO,而是由于 FeO 和 CaO 含量突变所致。

4 讨论

克拉玛依侏罗纪杏仁玄武岩和含菱铁矿橄榄玄武岩含大量钛铁矿和磁铁矿晶体,橄榄玄武岩中不透明矿物的微晶颗粒含量约占 10%。玻璃的 SiO₂ 含量大多集中在 40% ~

50% 之间(最低至 38.1%) ,但 Mg[#] 很低(最高为橄榄玄武岩中的玻璃接近 64,而含菱铁矿橄榄玄武岩中玻璃的 Mg[#] 集中在 40 左右,最低 23),橄榄石和单斜辉石的 Mg[#] 都小于 80。当结晶的橄榄石与熔体达到平衡时,二者之间 Fe-Mg 分配系数比值 $K_{\text{Ol-Liquid}}(\text{Fe/Mg})$ 为 0.3 (Roeder and Emslie, 1970),克拉玛依玄武岩样品中橄榄石与共生玻璃的 $K_{\text{Ol-Liquid}}(\text{Fe/Mg})$ 值都大于 0.5。因此,玄武岩岩浆具有低 Ca、富 Fe 和富碱的特点。

4.1 菱铁矿成因

克拉玛依侏罗纪杏仁玄武岩与橄榄玄武岩中分别含有含后期热液成因的方解石杏仁体和方解石细脉,而含菱铁矿橄榄玄武岩中的菱铁矿为岩浆碳酸盐矿物。菱铁矿能够包裹浑圆状的斜长石(图 3d),且与斜长石呈锯齿状接触(图

2g,图 3a),表明菱铁矿与斜长石的共生关系。背散射图(图 3a)中菱铁矿暗色部分边界可一直延伸到浅色部分与玻璃的接触边界,显示菱铁矿与玻璃之间共生,并且浅色与暗色部分的菱铁矿成因一致。在显微照片中菱铁矿与玄武玻璃、斜长石、单斜辉石和钛铁矿之间显示很清楚的共生关系(图 2f, g, h, 图 3a, b, c, d)。菱铁矿与斜长石相互包裹(图 2g, 图 3d),表明二者的结晶时间相近。仔细观察图 3b-c 所示的菱铁矿边缘、玄武玻璃、斜长石边缘三者形态可知在斜长石结晶后,玄武玻璃与菱铁矿才充填空隙。因此含菱铁矿橄榄玄武岩中的菱铁矿属于原生岩浆成因。

尽管对岩浆碳酸盐矿物的成因仍存在许多未解决的问题(Bell *et al.*, 1998),但至少存在三种可能: 1) 含 CO_2 的地幔橄榄岩直接部分熔融产生原生碳酸岩岩浆(Wallace and Green, 1988); 2) 地幔岩石部分熔融产生的富 CO_2 硅酸盐熔体通过不混溶过程(即熔离作用)形成(Halama *et al.*, 2005); 3) 由地幔岩石部分熔融产生的富 CO_2 硅酸盐熔体通过结晶分异产生(Korobeinikov *et al.*, 1998; Cooper and Reid, 1998)。由地幔直接部分熔融产生的碳酸盐岩浆具备如下特征: 较高的 $\text{Mg}^\#$ 值(Sweeney, 1994), 较高的 $(\text{Mg} + \text{Fe})/\text{Ca}$ 比值, 一定量的碱(Eggler, 1989), 产生的碳酸盐矿物以白云石为主(Lee and Wyllie, 1998a)。除较高的 $(\text{Mg} + \text{Fe})/\text{Ca}$ 外, 其它几个特征在本文研究的菱铁矿中都不存在。由于碳酸盐熔体与固体矿物接触的界面能大于硅酸盐熔体与固体矿物接触的界面能(Minarik, 1998), 故通过熔离作用形成的碳酸盐熔体常以乳滴状被硅酸盐熔体包裹, 表现为在玻璃中常有浑圆状的碳酸盐矿物, 或有碳酸盐矿物的眼球状斑晶存在。这种现象被作为由熔离作用形成碳酸岩的重要证据。然而, 克拉玛依侏罗纪含菱铁矿橄榄玄武岩样品中的菱铁矿大多以粒间形式存在, 即使被玻璃包裹的菱铁矿其形状也并非浑圆状, 因此排除其熔离成因的可能性。

Wyllie (1965) 的实验表明在 $\text{CaO-MgO-FeO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 体系中随着温度降低, 碳酸岩岩浆中先有方解石结晶, 然后是白云石, 最后是菱铁矿, 这与在图 3a 和图 3d 中观察到的一致。在背散射图中从菱铁矿的暗色部分(核部)到浅色部分(边部), Ca 的含量突然变小(图 6d), 结合在图 3a 和图 3d 中观察到的现象, 可以认为, 这两种菱铁矿具有相同的成因。由样品中发育的斜长石与菱铁矿相互包裹的现象可知早结晶的菱铁矿与斜长石的结晶时间相近, 其 Ca 含量较多。富 CO_2 熔体结晶分异出斜长石和含白云石组分较多的菱铁矿后, CaO 含量必然降低, 从而导致菱铁矿中白云石组分降低。在 $\text{CaO}-(\text{MgO} + \text{FeO})-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)\text{-CO}_2$ 体系的相图中(Lee and Wyllie, 1998a, b), 只有当熔体成分演化到硅酸盐熔体与碳酸盐熔体的液相分界线时才会有硅酸盐矿物与碳酸盐矿物同时结晶, 而熔离作用不会发生两类矿物的同时结晶。实验表明, 随 $(\text{MgO} + \text{FeO})$ 含量增加, 碳酸盐熔体与硅酸盐熔体不混区逐渐减小。在 1GPa 条件下, 当 $(\text{MgO} + \text{FeO})$ 含量大于 50% 时不混溶区会消失。

本文所研究样品中玻璃的 $(\text{MgO} + \text{FeO})$ 含量普遍在 30% 以上(最高达 37.2%), 即两类熔体的不混溶区较小, 因此也减小了发生熔离作用的可能性。玻璃中 FeO 含量很高(最高至 29.2%), CaO 含量较低, 含菱铁矿橄榄玄武岩中玻璃的 CaO 含量大多为 1% ~ 1.5%。正是由于熔体具有富 Fe 贫 Ca 的特点, 橄榄石的 $\text{Mg}^\# < 70$, 斜长石的牌号在 50 左右。同样的原因, 早结晶的碳酸盐应该为菱铁矿-白云石固溶体, 斜长石大量结晶将使熔体不断亏损 CaO , 因此较晚结晶的碳酸盐矿物向菱铁矿端元演化。玻璃探针分析的氧化物总量不超过 90% (最低 73%), 有些玻璃的 SiO_2 含量很低(38%, 其氧化物总量为 76%, $\text{Mg}^\# = 26$, 表 5), 这些玻璃可能代表菱铁矿未完全结晶分异的岩浆, 即这种岩浆仍溶解了大量 CO_2 。随着岩浆上升, 压力减小以及硅酸盐矿物的大量结晶, 体系中 CO_2 分压会增加, 导致熔体中碳酸盐过饱和, 进一步促使富 $\text{FeO} + \text{MgO}$ 熔体的硅酸盐熔体/碳酸盐熔体不混溶区加大(Brooker, 1998; Lee and Wyllie, 1998a), 并致使熔离作用发生。因此随着菱铁矿结晶分异作用的进行, 发生熔离作用形成原生菱铁矿的可能性会增加。熔离作用也可以形成粒间形式的碳酸盐矿物(Halama *et al.*, 2005), 结合克拉玛依含菱铁矿橄榄玄武岩样品中菱铁矿被玻璃包裹的现象(图 3b) 也表明随着 Pco_2 的升高有可能通过熔离作用形成菱铁矿。

4.2 温压条件

Putirka *et al.* (2003) 提出的单斜辉石-熔体温压计不需估算辉石与熔体中不同价态铁离子的比例, 然而在运用该地质温压计时单斜辉石必须与熔体保持平衡。为达到这一要求, 我们所选用的单斜辉石和玻璃满足以下两点: 首先选择共生在一起的单斜辉石和玻璃(如图 2h, 图 3b), 由于玻璃很可能是岩浆分离结晶的残余, 因此需要选用粒度小的辉石或者较大辉石颗粒边部的化学组成与玻璃进行温压计算; 其次, Thompson (1974) 根据实验认为, 单斜辉石与玄武质熔体平衡时的 Fe, Mg 分配系数比值($K_{\text{dCpx-Liquid}}(\text{Fe/Mg})$) 为 0.29, Irving *et al.* (1984) 根据实验结果认为, 当该值在 0.2 ~ 0.4 时, 单斜辉石与熔体都是平衡的。本文用来计算温压的单斜辉石-玻璃的 Fe-Mg 分配系数比值 $K_{\text{dCpx-Liquid}}(\text{Fe/Mg})$ 在 0.28 ~ 0.31 区间变化, 表明所选用的单斜辉石-玻璃对是平衡的。计算结果表明这套玄武岩岩浆的形成温度为 $1224^\circ\text{C} \sim 1351^\circ\text{C}$ (大多在 $1300^\circ\text{C} \sim 1340^\circ\text{C}$), 压力集中在 3.0 ~ 4.0GPa 区间, 得到岩浆来源深度为 95 ~ 125km, 结合对该区地幔结构的探测结果(滕吉文等, 1995), 该岩浆源区对应于软流圈地幔(图 7)。

4.3 地质意义

准噶尔周边发育多条记录古亚洲洋演化历史的蛇绿岩带(Dobretsov *et al.*, 2003; 何国琦等, 2005; 徐新等, 2006; 肖文交等, 2006; 李锦铁等, 2006)。古亚洲洋主体的俯冲消减时间在早古生代末(何国琦和李茂松, 2000; Dobretsov

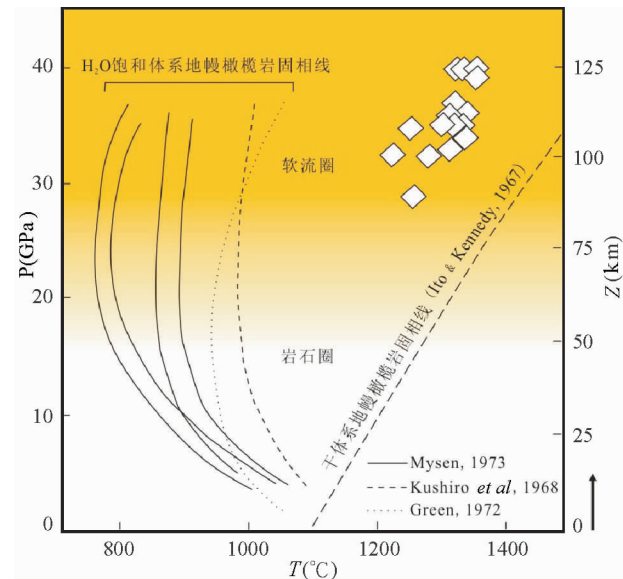


图7 玄武岩岩浆的 P - T 图解(底图依据 Winter, 2001)

Fig.7 The P - T plot of basaltic magma (references lines based on Winter, 2001)

et al., 2003; 朱永峰和徐新, 2006)。西准噶尔地区残余洋盆可持续到早石炭世早期(徐新等, 2006)。本文所研究的克拉玛依杏仁玄武岩-橄榄玄武岩-含菱铁矿橄榄玄武岩形成于侏罗纪, 即造山期后的板内岩浆活动阶段。温度-压力计算结果表明, 含菱铁矿橄榄玄武岩岩浆的形成深度较大(>95 km, 相当于软流圈的位置), 岩浆的温度较高($>1200^{\circ}\text{C}$)。软流圈地幔的低度部分熔融可形成富含 CO_2 的硅酸盐岩浆熔体(Dasgupta and Hirschmann, 2006; Harmer *et al.*, 1998)。这种熔体形成的碱性玄武岩与碳酸岩的共生组合对进一步深入了解西准噶尔地区在造山期后中生代的地幔性质有重要意义。

新疆北部及其周边广大地区的大地构造格局从印支期开始发生了巨大转变, 从古生代时期的俯冲-碰撞造山体系转变到陆内地质演化阶段(朱永峰, 2007), 主要表现为形成巨型走滑断层和韧性剪切带以及相关的矿床(Zhu *et al.*, 2007)。但印支期的岩浆活动主要形成小型酸性岩浆(花岗岩脉岩、伟晶岩等, 如阿尔泰可可托海3号脉, Zhu *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2007)。显然, 印支期的这类地质表现只反映地壳环境的地质过程, 还没有来自地幔深部的信息。克拉玛依侏罗纪含菱铁矿橄榄玄武岩记录了中生代中亚地区深部地幔的演化特征, 是深入解剖中亚地区结束漫长而复杂的俯冲-碰撞造山过程之后, 新的大地构造格局形成后的地幔地质-地球化学特征的重要窗口。

致谢 国家自然科学基金项目(编号40572033)和中国科学院矿产资源重点实验室联合资助。实验室工作得到毛骞博士(中国科学院矿产资源重点实验室)的协助, 新疆资源环境中心的徐新研究员和新疆一区调的丁天府高级工程师参

加了野外地质调查工作。何国琦教授在工作中给予了热情的指导。《岩石学报》审稿专家周新民教授(南京大学)、喻学惠和张招崇教授(中国地质大学)提出了宝贵修改意见, 对进一步完善本文帮助很大, 我们深表感谢。

References

- Bell K and Blenkinsop J. 1987. Archean depleted mantle evidence from Nd and Sr initial isotopic ratios of carbonatites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 291–298
- Bell K, Kjarsgaard BA and Simonetti A. 1998. Carbonatite into the twenty-first century. *Journal of Petrology*, 39: 1839–1845
- Brooker RA. 1998. The effect of CO_2 saturation on immiscibility between silicate and carbonate liquids: an experimental study. *Journal of Petrology*, 39: 1905–1915
- Cooper AF and Reid DL. 1998. Nepheline syenites as parental magmas in carbonatite complexes: Evidence from Dicker Willem, Southwest Namibia. *Journal of Petrology*, 39: 2123–2136
- Dasgupta R and Hirschmann MM. 2006. Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide. *Nature*, 440: 659–662
- Dasgupta R, Hirschmann MM and Withers AC. 2004. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 227: 73–85
- Deer W, Howie R and Zussman J. 2001. Rock-forming minerals, Vol. 4, 2nd Edition, Framework silicates: Feldspars. London: The Geological Society
- Dobretsov NL, Buslov MM and Vernikovsky VA. 2003. Neoproterozoic to early Ordovician of the Paleo-Asian ocean: Implications to the break-up of Rodinia. *Gondwana Research*, 6: 143–159
- Drüppel K, Hoefs J and Okrusch M. 2005. Fenitizing process induced by ferrocarbonatite magmatism at Swartbooisdrif, NW Namibia. *Journal of Petrology*, 46 (2): 377–406
- Eggler DH. 1989. Carbonatites, primary melts and mantle dynamics. In: Bell K (ed). *Carbonatite*. London: Unwin Hyman, 561–579
- Halama R, Vennemann T, Siebel W and Markl G. 2005. The Grønneal-Ika carbonatite-syenite complex, South Greenland: Carbonatite formation by liquid immiscibility. *Journal of Geology*, 46: 191–217
- Han BF, Ji J, Song B, Chen L and Zhang L. 2006. Late Paleozoic vertical growth of continental crust around the Junggar Basin, Xinjiang, China (Part I). *Acta Petrologica Sinica*, 22: 1077–1086 (in Chinese with English abstract)
- Harmer RE, Lee CA and Eglington BM. 1998. A deep mantle source for carbonatite magmatism: Evidence from the nephelinites and carbonatites of the Buhera district, SE Zimbabwe. *Earth and Planetary Science Letters*, 158: 131–142
- Harmer RE. 1999. The petrogenetic association of carbonatite and alkaline magmatism: Constraints from the Spitskop complex, South Africa. *Journal of Petrology*, 40 (4): 525–548
- Irving AJ and Fray FA. 1984. Trace element abundances in megacryst and their host magma: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis. *Geochim Cosmochim. Acta*, 48: 1201–1221
- Korobeinikov AN, Mitrofanov FP, Gehör S, Laajoki K, Pavlov VP and Mamontov VP. 1998. Geology and copper sulphide mineralization of the Salmagorskii Ring igneous complex, Kola Peninsula NW Russia. *Journal of Petrology*, 39: 2033–2041
- Lee WJ and Wyllie PJ. 1998a. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust constrained by the system $\text{CaO}-(\text{MgO} + \text{FeO})-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology*, 39: 495–517
- Lee WJ and Wyllie PJ. 1998b. Processes of carbonatite formation by liquid immiscibility and differentiation, elucidated by modal systems. *Journal of Petrology*, 39: 2005–2013
- Mariano AN and Roeder PL. 1983. Kerimasi: A neglected carbonatite

- volcano. *Journal of Geology*, 91 (4): 449–455
- Minarik WG. 1998. Complication the carbonate melt mobility due to the presence of an immiscible silicate melt. *Journal of Petrology*, 39: 1965–1973
- Nelson RE, Chivas AR, Chappell BW and Mc Culloch MT. 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1–17
- Putirka KD, Mikalian H, Frederick R and Shaw H. 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved and volatile-bearing lava compositions, with application to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88: 1542–1544
- Roeder PL and Emslie RF. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29: 275–289.
- Rosatelli G, Wall F and Le Bas MJ. 2003. Potassic glass and calcite carbonatite in Lapilli from extrusive carbonatite an Rangwa Caldera Complex, Kenya. *Mineralogical Magazine*, 67 (5): 931–955
- Stormer JC. 1973. Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 1815–1921
- Sweeney RJ. 1994. Carbonatite melt composition in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 128: 259–270
- Thompson RN. 1974. Some high pressure pyroxene. *Mineral. Mag.*, 39: 768–787
- Tilton GR and Bell K. 1994. Sr Nd Pb isotope relationships in late Archean carbonatites and alkaline complexes; Application to the geochemical evolution of the Archean mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 58: 3145–3154
- Tolstikhin IN, Kamensky LL, Marty B, Nivin VA, *et al.* 2002. Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula; Identification of lower mantle plume component. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 881–901
- Wagner C, Mokhtari A, Deloule E and Chabaux F. 2003. Carbonatite and alkaline magmatism in Taourirt (Morocco); Petrological geochemical and Sr-Nd isotope characteristics. *Journal of Petrology*, 44 (5): 937–965
- Wang T, Tong Y, Jahn BM, Zou TR, Wang YB, Hong DW, Han BF. 2007. SHRIMP U Pb Zircon geochronology of the Altai No. 3 Pegmatite, NW China, and its implications for the origin and tectonic setting. *Ore Geol. Rev.* (2006), doi: 10. 1016/ j. oregeorev. 2006. 10. 01
- Wallace MF and Green DH. 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature*, 335: 343–346
- Winter Jd. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. United states; Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 181–199
- Wyllie PJ. 1965. Melting relationships in the system CaO-MgO-CO₂-H₂O, with petrological applications. *Journal of Petrology*, 6: 101–123
- Zhu YF and Xu X. 2006. The discovery of Early Ordovician ophiolite m lange in Taerbahatai Mts., Xinjiang, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(12): 2833–2842 (in Chinese with English Abstract)
- Zhu YF, Zeng YS, Gu LB. 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite no. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay mountains, northwest China. *J. Asian Earth Sciences*, 27: 61–77.
- Zhu YF, Zhou J, Zeng YS. 2007. The Tianger (Bingdaban) shear zone hosted gold deposit, west Tianshan, NW China; Petrographic and geochemical characteristics. *Ore Geology Review* (2006), doi: 10. 1016 / j. oregeorev. 2006. 10. 006

附中文参考文献

- 韩宝福, 季建清, 宋彪, 陈立辉, 张磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(1). *岩石学报*, 22: 1077–1086
- 何国琦, 李茂松. 2000. 中亚蛇绿岩带研究进展及区域构造连接. *新疆地质*, 18: 193–202
- 何国琦, 成守德, 徐新, 李锦轶, 赫杰. 2005. 中国新疆及邻区大地构造图(1:2500000). 北京, 地质出版社.
- 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探讨. *地质学报*, 80: 148–168
- 李锦轶, 徐新. 2004. 新疆北部地质构成及成矿作用的主要问题. *新疆地质*, 22(2): 119–124
- 滕吉文, 胡家富, 张中杰等. 1995. 中国西北地区岩石层瑞利波三维速度结构与沉积盆地. *地球物理学报*, 38 (6): 738–749
- 肖文交, Windley BF, 闫全人等. 2006. 北疆地区阿尔曼太蛇绿岩锆石 SHRIMP 年龄及其大地构造意义. *地质学报*, 80: 32–37
- 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, 1–782.
- 徐新, 何国琦, 李华芹等. 2006. 克拉玛依蛇绿混杂岩带的基本特征和锆石 SHRIMP 年龄信息. *中国地质*, 33(3): 470–475
- 杨学明, 杨晓勇, Lee Bas MJ. 1998. 碳酸岩的地球化学特征及其大地构造意义. *地球科学进展*, 13: 458–466
- 朱永峰, 徐新. 2006. 新疆塔尔巴哈台山发现早奥陶世蛇绿混杂岩, *岩石学报*, 22: 2833–2842
- 朱永峰. 2007. 新疆的印支运动与成矿. *地质通报*, 26(5): 510–519