

青藏高原北缘火山岩中辉石岩包体研究

吴才来 杨经绥 李海兵 史仁灯 孟繁聪

(中国地质科学院地质研究所;北京)

摘 要 青藏高原北缘可可西里鲸鱼湖、雄鹰台、双泉子火山岩中含有辉石岩包体,其主要矿物组成为单斜辉石和斜方辉石。辉石的化学成分与国内外幔源包体-橄榄岩和辉石岩中的类似,与麻粒岩中的明显不同;辉石温压计计算结果表明,辉石形成的温度为 $1101 \sim 1400$,压力为 $30 \times 10^8 \sim 60 \times 10^8$ Pa,结合岩浆动力学计算结果,推测岩浆的来源深度大于 150km,这与地球物理研究得出本区地下深处存在低速层的结果相吻合。

关键词 辉石岩包体 矿物化学 可可西里

可可西里地区是西藏与青海交界处的无人区,海拔高度平均为 5000m 以上,新生代火山星罗棋布。前人对该区的火山岩做过不少工作,其中以邓万明(1998)的研究工作及取得的成果最多。我们对这些火山岩进行了大量的野外及室内工作后,首次在鲸鱼湖、雄鹰台、双泉子火山岩中发现了辉石岩包体,并通过 100 多个矿物电子探针的分析结果,详细地研究了它们的矿物化学成分特征,同时与国内外幔源包体及麻粒岩中的辉石进行对比,并采用 Mercier (1980)的单辉石温压计进行计算,得出了它们的形成温度和压力,由此推断出本区岩浆的来源深度,结果与地球物理研究成果十分吻合。

1 火山岩及包体特征

鲸鱼湖火山群位于鲸鱼湖北部,各火山岩间隔约 5km 沿 EW 向断裂分布。其中 I 号、II 号火山岩规模较小,呈锥状,分布面积分别为约 2km^2 和 1km^2 ;III 号火山岩规模较大,分布面积约 5km^2 ,熔岩流形成了 3 个台地,说明至少有 3 次喷发。雄鹰台火山群位于鲸鱼湖以西约 60km 处,火山岩分布面积约 30km^2 ;双泉子火山群则位于鲸鱼湖以南约 150km,火山岩分布面积较大,约 100km^2 (图 1)。从火山岩全岩及云母的 K-Ar 年龄来看,这些火山活动的时间从中新世 (15.47Ma) 到更新世 (0.69Ma)。其中,鲸鱼湖火山群的年代分别是 0.69Ma 、 13.77Ma 和 15.47Ma ,雄鹰台火山群的时代分别是 11.05Ma 、 12.22Ma 和 12.83Ma ,双泉子火山

群的时代分别是 1.58Ma 、 2.24Ma 、 5.23Ma 、 5.85Ma 、 8.20Ma 、 8.41Ma 和 10.67Ma 。从岩石类型来看,鲸鱼湖火山岩与雄鹰台的相似,主要为安粗岩,其次为玄武安粗岩;而双泉子火山岩类型较复杂,除玄武安粗岩、安粗岩外,还有英安岩、流纹岩。含辉石岩包体的火山岩主要为玄武安粗岩和安粗岩,其 $w(\text{SiO}_2)$ 为 $53.61\% \sim 63.80\%$,全碱质量分数为 $6.47\% \sim 8.44\%$,其中 $w(\text{K}_2\text{O})$ 大于 3.5% , $1 < w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O}) < 2$,且 $w(\text{Na}_2\text{O}) - 2 < w(\text{K}_2\text{O})$,属橄榄安粗岩系列 (Turner,etal.,1996);岩石的稀土总量较高,为 $396.66 \times 10^{-6} \sim 957.83 \times 10^{-6}$,且轻稀土富集、无明显铈异常,微量元素以富集 Sr、Ba,贫 Rb 为特征。

辉石岩包体呈深灰色,与寄主岩的颜色相同,肉眼不易分辨,大小为 $1 \sim 1.5\text{cm}$,次棱角状。包体的矿物为单斜辉石和斜方辉石。两种辉石为不等粒状,颗粒之间呈紧密的镶嵌状,部分为重结晶的三联点结构。包体与寄主岩的接触界线较清楚,且包体边缘具有一圈呈泡沫状的反应边。反应边由橄榄石和碱性长石组成,橄榄石以富铁为特征,主要成分的质量分数 ($w_B/\%$) 分别为 SiO_2 36.19, TiO_2 0.09, Al_2O_3 0.03, TFeO 31.05, MnO 0.44, MgO 29.25, CaO 0.27, Na_2O 0.04, K_2O 0.04, FeO 62.60,属透铁橄榄石 (Deeretal,1996);碱性长石主要成分的质量分数 ($w_B/\%$) 分别为: SiO_2 65.01, TiO_2 0.46, Al_2O_3 18.09, TFeO 0.76, MgO 0.11, CaO 0.74, Na_2O 4.42, K_2O 0.47, Or 56.33, Ab 39.95,属钠

注:本文为国家重点基础研究发展规划(G199804800)和国家自然科学基金(49732070)资助项目的成果

改回日期:2000-12-13;责任编辑:史洪岳

第一作者:吴才来,男,1960年生,博士,研究员,主要从事火成岩石学及构造地质学研究,邮编:100037

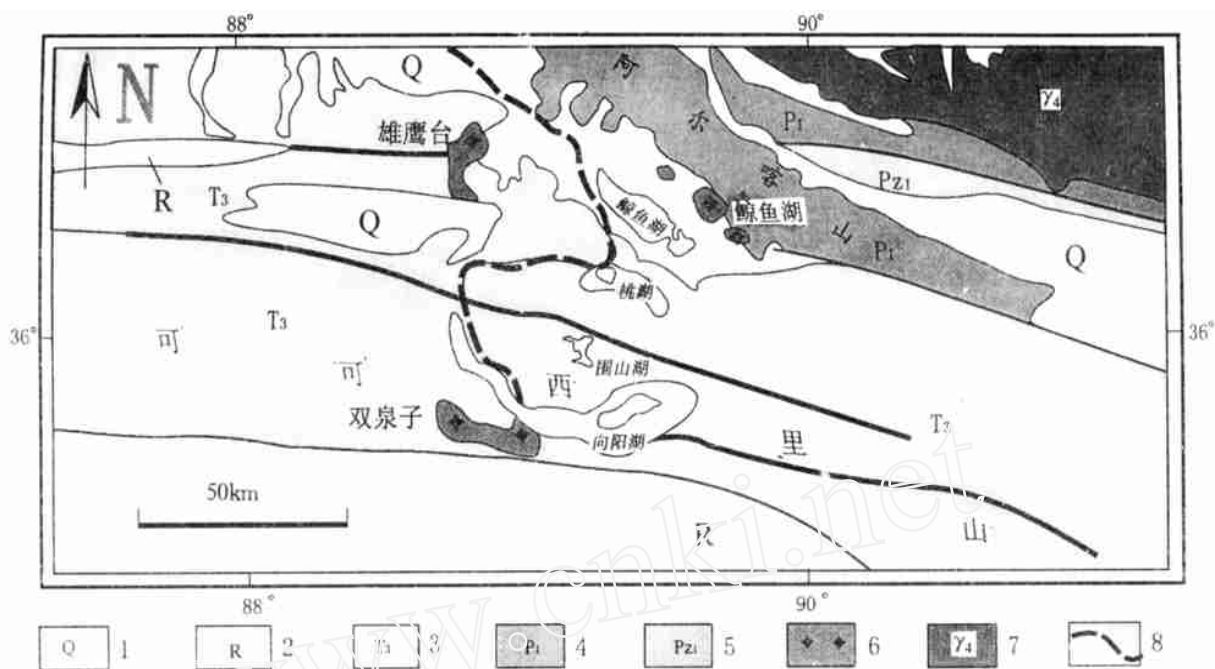


图1 可可西里新生代火山岩分布图

Fig.1 Distribution of volcanic rocks in Hohxil, N. Tibet

1-第四系砂土及砾石;2-第三系泥灰岩、油页岩及火山岩等碎屑岩;3-上三叠统碎屑岩、砂板岩;
4-下二叠统碳酸盐岩、碎屑岩等;5-下古生界火山岩、硅质岩等浅度质岩;6-新生代火山岩;7-晚古生代花岗岩;8-路线

正长石 (Smith et al., 1988)。可见,辉石岩包体与寄主岩浆之间是不平衡的,它们之间存在着明显的反应关系,也说明了包体是被岩浆捕获的。

2 矿物化学特征及包体形成的温度、压力

2.1 斜方辉石

电子探针分析结果表明,本区辉石岩中的斜方辉石 $100 \times w(\text{MgO}) / w(\text{MgO} + \text{TFeO})$ 比值为 60.26 ~ 71.32, Al_2O_3 、 TFeO 、 MgO 、 CaO 质量分数 ($w_B/\%$) 分别为 1.32 ~ 3.76、11.84 ~ 17.04、25.83 ~ 29.48、1.33 ~ 2.13, 但部分斜方辉石的边缘成分不同 ($w_B/\%$), Al_2O_3 (0.73) 和 MgO (22.28) 低、 TFeO (22.45) 高, 而 CaO (1.82) 相近。为了与国内外不同成因类型的斜方辉石化学成分进行比较, 我们收集了中国东部 (包括东北、华北、华南)、澳大利亚、加里福里亚、法国、蒙古新生代玄武岩中地幔橄榄岩和辉石岩包体中斜方辉石的化学成分资料 (池际尚等, 1996; 钱祥麟等, 1994; 沈其韩等, 1992; 鄂莫岚等, 1987), 并作出图 2。由图 2 可见, 本区辉石岩中的斜方辉石 $100 \times w(\text{MgO}) / w(\text{MgO} + \text{TFeO})$ 比值低于地幔橄榄岩中的辉石, 而和与地幔橄榄岩共

生的辉石岩中的辉石近似, 但高于麻粒岩中的斜方辉石; 从斜方辉石的几种主要成分来看, 本区辉石岩的斜方辉石 Al_2O_3 、 TFeO 、 MgO 、 CaO 的质量分数基本上和国内外幔源包体 (橄榄岩和辉石岩) 中的类似, 但与麻粒岩中的明显不同 (图 2a、b、c、d)。需要指出的是, 部分斜方辉石的边缘成分落入麻粒岩辉石区。按 Morimoto et al. (1988) 的辉石分类, 本区辉石岩中的斜方辉石属顽火辉石系列, 主要为古铜辉石 ($\text{Wo}_{2.67} \sim 4.05 \text{ En}_{72.00} \sim 80.22 \text{ Fs}_{15.98} \sim 25.33$), 部分辉石的边缘为紫苏辉石 ($\text{Wo}_{3.70} \text{ En}_{62.89} \text{ Fs}_{33.42}$)。

2.2 单斜辉石

据电子探针分析结果, 本区单斜辉石的 $100 \times w(\text{MgO}) / w(\text{MgO} + \text{TFeO})$ 比值为 53.26 ~ 67.93, 略低于斜方辉石, Al_2O_3 、 TFeO 、 MgO 、 CaO 质量分数 ($w_B/\%$) 分别为 2.54 ~ 6.61、7.64 ~ 11.07、12.278 ~ 16.94、17.39 ~ 20.06, 但部分单斜辉石的边缘成分略有差异, 主要是 $w(\text{TFeO}) = 11.59\%$ 略高和 $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 1.79\%$ 低。整体来看, 本区单斜辉石主要为普通辉石系列 (Morimoto, 1988); 主要种属为普通辉石 ($\text{Wo}_{38.51} \sim 43.79 \text{ En}_{39.56} \sim 51.15 \text{ Fs}_{10.23} \sim 19.59$), 其次为顽透辉石 ($\text{Wo}_{39.62} \sim 42.24 \text{ En}_{48.15} \sim 51.03 \text{ Fs}_{9.35} \sim 9.89$)。与国内外不同成因类型

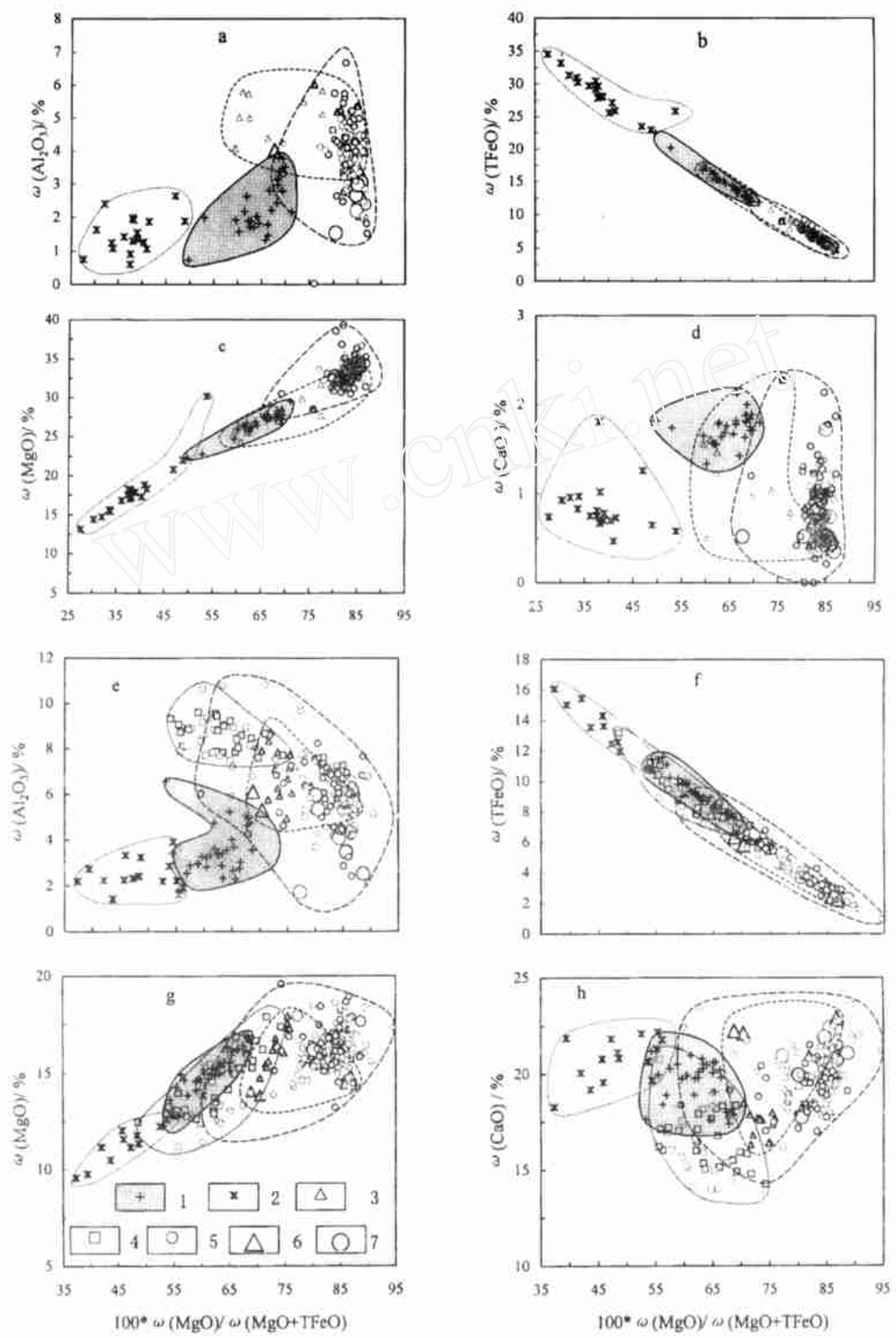


图 2 辉石 $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{TFeO})$ 分别对 Al_2O_3 、 TFeO 、 MgO 和 CaO 变异图解

Fig.2 Diagram of $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{TFeO})$ vs Al_2O_3 , TFeO , MgO and CaO in pyroxenes from Hohxil, respectively. + - Hohxil pyroxene rocks (gray shaded area); * - North China granulites; - East China pyroxene rocks; - East China Cenozoic diorite pyroxene megacrysts; - East China diorite pyroxene megacrysts; Δ - Inner Mongolia pyroxene rocks; - Australia, France, California, Hawaii, and Mongolia olivine rocks

的单斜辉石相比,本区单斜辉石的 $w(\text{MgO})/w(\text{MgO}+\text{FeO})$ 比值高于麻粒岩中的单斜辉石,略低于或接近于幔源包体中的单斜辉石(图 2); Al_2O_3 的质量分数比玄武岩巨晶中的低,但 MgO 、 CaO 比巨晶中的高(图 2e、g、h); TFeO 的质量分数比国内外橄榄岩中的高,而比麻粒岩中的低,接近辉石岩和巨晶的全铁质量分数(图 2f); Al_2O_3 、 MgO 、 CaO 的质量分数与国内外橄榄岩包体和辉石岩包体中的相近。

上述特征表明,本区辉石岩中的 2 种辉石的化学成分与麻粒岩中的明显不同,而与国内外幔源包体中的类似,其中辉石的 Fe 质量分数比地幔岩的高而 Mg 低。鄂莫岚(1987)总结了东北新生代玄武岩中辉石岩包体的化学成分特征,即绿色辉石岩以富 Fe 为特征,黑色辉石岩以富 Al 为特征(鄂莫岚等, 1987)。因此,本区辉石岩类似于绿色型辉石岩包体,它们是地幔低度部分熔融的辉石岩浆形成(鄂莫岚等, 1987)。

2.3 包体形成的温度、压力

我们选择了 Mercier (1980) 的单辉石温压计,计算了 122 个辉石(其中单斜辉石 52 个、斜方辉石 70 个)温度、压力。统计结果表明,辉石形成的压力变化区间较大,但主要为 $30 \times 10^8 \sim 60 \times 10^8 \text{ Pa}$ (平均约 $46 \times 10^8 \text{ Pa}$),温度为 $1100 \sim 1400$ (平均约 1250),推测岩浆的来源深度大于 150 km 。

3 问题讨论

3.1 温度、压力

我们用 Brey 等 (1990) 的二辉石温度计求出辉石的结晶温度为 $946 \sim 1410$, 平均为 1239 , 与

Mercier 单辉石温度计得出的结果相近(Breyetal., 1990),但 Mercier 单辉石压力计误差较大。然而,在没有更合适的压力计可用的情况下,Mercier 单辉石压力计得出的结果是否可以接受呢?邱家镶(1987)根据 Tompson (1974)的所有实验数据,对各种不同系列玄武岩中单斜辉石的 Al 质量分数与结晶的温度、压力之间的关系进行了回归计算,得出了一系列温度、压力的计算方程。我们认为,这些方程对于不同类型玄武岩中的斑晶或巨晶的温度、压力计算是可靠的,但对于幔源包体的计算不合适。众所周知,Tompson 的温压计仅仅依据辉石中的一个变量 Al 来确定温度和压力。事实上,在一个复杂的岩浆系统中,矿物的结晶一方面受到温度、压力等物理化学条件影响外,另一方面还受到岩浆中不同成分之间的相互制约作用,尤其是在地幔的温度压力条件下,不仅 Al , 其它的成分如 Mg 、 Ca 、 Fe 、 Na 等也受到压力的影响。在这一点上,Mercier 压力计考虑了这些成分,利用辉石中的 7 种变量与温度、压力之间的关系来确定温度、压力。因此,该温压计适合地幔条件下矿物形成的温度、压力计算(池际尚等, 1996; 鄂莫岚等, 1987)。为了检验 Mercier 温压计计算结果的误差,我们引用了 Kopylova (1999) 等人的资料,用 Mercier 的压力计计算了加拿大北部 Jericho 金伯利岩中的橄榄岩及辉石岩包体形成的压力,并与 Kopylova (1999) 等人用 MacGregor (1974)、Wells (1977)、O'Neill et al., (1979)、Nickel et al., (1985)、Finnert et al., (1987)、Brey et al., (1990) 的方法计算的结果进行比较,结果十分相似(表 1)。可见,Mercier 的温压计用来确定幔源包体形成的温度、压力是可以接受的。

表 1 不同温压计计算结果对比

Table1 Comparison of different temperatures and barometers

温压计作者	Wells (1977), Nickel & Green (1985)	Brey & Kohler (1990)	Finnerty & Boyd (1987), MacGregor (1974)	O'Neill & Wood (1979), MacGregor (1974)	Mercier (1985)
温度区间/	761 ~ 1178	648 ~ 1335	520 ~ 1287	679 ~ 1303	842 ~ 1359
平均温度/	981	1045	965	929	1098
压力区间/ 10^8 Pa	31.8 ~ 50.9	30.8 ~ 65.1	14.4 ~ 65.2	23.3 ~ 63.7	34.1 ~ 61.1
平均压力/ 10^8 Pa	43.7	47.3	46.2	43.8	40.1

3.2 辉石岩包体的成因

目前,对辉石岩的成因有 3 种观点。第一种观点认为,辉石岩是寄主岩的原生岩浆早期结晶矿物的堆积相,即同源包体说(孔华等, 2000; Aoki et al., 1968); 第二种观点认为,辉石岩包体是下地壳深变

质作用的产物,类似于榴辉岩的成因; 第三种观点认为,辉石岩包体是原始地幔物质经局部熔融的产物,即上地幔二辉橄榄岩(在底辟上升时)熔出辉石岩熔浆结晶形成的,属绿色型辉石岩包体,与尖晶石二辉橄榄岩具类似的成因(鄂莫岚等, 1987; Frey,

1980)。Frey 认为,辉石岩是上地幔中一种碱性玄武岩岩浆(但不是其寄主玄武岩岩浆)的晶体分凝物,其物理模式是流动结晶作用。鄂莫岚(1987)认为,黑色辉石岩是高压相玄武岩结晶的堆积相,而绿色辉石岩是上地幔橄榄岩的深熔分凝体。我们的研究表明,本区的辉石岩特征类似于绿色型辉石岩包体,是地幔岩在高温高压下部分熔融出辉石岩岩浆形成的。主要证据如下:

(1)辉石岩与寄主岩之间存在着明显的反应边关系。即辉石岩包体周围存在一圈由橄榄石和碱性长石组成的反应边,显然,包体与寄主岩浆之间不是一种化学平衡关系;同时,本区辉石岩包体的单斜辉石化学成分不同于由碱性玄武岩岩浆在高压下结晶的巨晶,也就是说,本区的辉石岩包体并非是由寄主岩浆结晶形成。

(2)本区辉石岩包体中的单斜辉石和斜方辉石的化学成分特征与国内外地幔橄榄岩包体及其共生的辉石岩包体中的相同或相似,也说明了本区辉石岩包体的深源性;同时,两种辉石的边缘成分与其核心成分不同,也反映了它们经历了不同的温压环境。

(3)根据 Mercier (1980) 温压计计算,本区辉石岩形成的温度为 $1101 \sim 1400$ (平均为 1250), 压力为 $30 \times 10^8 \sim 60 \times 10^8 \text{ Pa}$ (平均为 $46 \times 10^8 \text{ Pa}$), 说明辉石岩是岩浆在高温高压的环境下结晶形成。

(4)一般认为,若伴随着熔融作用,则上地幔岩石逐渐亏损;若伴随着流体交代或地壳物质的掺合作用,则上地幔岩石逐渐富集不相容元素。从本区包体寄主岩富碱(尤其富钾和不相容元素)以及辉石岩包体有一圈由橄榄石和碱性长石组成的反应边特征来看,岩浆的源岩经历着富碱流体的交代富集作用。即随着地幔流体的交代作用,导致地幔岩低度部分熔融形成辉石岩岩浆,而被交代过的富集地幔再次部分熔融时,则形成原生的橄榄粗安质岩浆。

(5)近期国外实验岩石学研究表明,在地幔中, K_2O 在辉石中的溶解度随压力的增加而明显地增加,在 $60 \times 10^8 \sim 125 \times 10^8 \text{ Pa}$ 的压力范围内,辉石中的 $w(\text{K}_2\text{O})$ 达到 $1.4\% \sim 1.9\%$, 说明地幔中辉石是钾的寄存矿物(Wangetal.,1999;Tsurutaetal.,1998;Harlow,1997)。含透长石和柯石英的上地幔部分熔融的岩浆含 $w(\text{K}_2\text{O})$ 达 6.64% , $w(\text{SiO}_2)$ 达 61.7% , 同时贫 Na_2O , MgO 和 FeO (Wangetal.,1999)。可见,由富含辉石的源岩部分熔融形成的岩浆是富钾的。这也证明了本区辉石岩包体及其寄主

岩浆来源于深部地幔是可能的。

3.3 岩浆动力学制约

鲸鱼湖、雄鹰台火山岩中含大量大小不等的长英质麻粒岩包体,其特征与 Bradley 等(2000)报道的西藏其它地区的相同(Bradlyetal.,2000),其大小约 $10 \sim 20 \text{ cm}$, 来源深度为 $30 \sim 50 \text{ km}$ 。但为什么这些火山岩中不含同样大小的辉石岩包体和其它的深源包体?对此,我们从岩浆动力学的角度去分析。岩浆动力学理论表明,在重力作用下岩浆中的包体将克服岩浆的屈服强度而下沉,只有岩浆上升的速度大于或等于包体下沉的速度时,包体才能被带到地表。岩浆的上升速度取决于包体的大小及其与寄主岩浆之间的密度差和岩浆所处的压力(深度)。计算表明,本区橄榄安粗岩的屈服强度、粘度、密度及辉石岩和麻粒岩的密度分别为: 47 N/m^2 、 109 Pa/s 、 $2.51 \times 10^3 \text{ g/m}^3$ 、 $3.3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、 $2.76 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, 以麻粒岩包体半径为 10 cm 计算,岩浆上升的最小速度是 0.027 m/s (马昌前,1989)。同样的岩浆上升速度,只能携带最大半径为 2.5 cm 的辉石岩包体,也就是说,如果辉石岩包体的来源深度与麻粒岩包体的相同(50 km),那么,就应该携带 5 cm 大小的辉石岩包体,但实际上只见到 1.5 cm 的辉石岩包体,这说明辉石岩包体来源深度远远超过 50 km 。根据流体动力学推算,大小为 1.5 cm 的辉石岩包体指示岩浆来源深度大于 150 km 。还有一个可能是确实有 5 cm 大小的辉石岩包体,但我们没有找到。不过,根据我们的工作程度和研究程度来看,这种可能性不大。另外,橄榄岩包体的化学成分计算其密度为 $3.75 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, 如果按岩浆上升速度为 0.027 m/s 计算,那么只能携带 3.5 cm 大小的包体,若再考虑橄榄岩包体来源深度,那么,这样的岩浆几乎不可能将这种包体带到地表,这与目前见到的情况相吻合。

4 结 论

(1)可可西里鲸鱼湖、雄鹰台、双泉子火山岩中辉石岩包体的主要矿物为单斜辉石和斜方辉石,其化学成分不同于麻粒岩的辉石,而与国内外幔源包体——橄榄岩和辉石岩中的类似。

(2)温压计计算得出,辉石岩包体形成的温度为 $1101 \sim 1400$ (平均为 1250), 压力为 $30 \times 10^8 \sim 60 \times 10^8 \text{ Pa}$ (平均为 $46 \times 10^8 \text{ Pa}$);而根据包体的大小、密度及其寄主岩浆的密度、粘度等进行岩浆动力学计算得出,岩浆可能来源于 150 km 以下的上地

幔,这与地球物理研究得出本区 150km 地下存在低速层的结果相吻合。

(3) 根据上述研究结果,结合国外实验岩石学的最新研究成果得出,本区辉石岩包体及其寄主岩浆来自深部约 150km 的再循环地幔,其成因与底幔底辟作用有关(许志琴等,1999a,1999b)。

参 考 文 献

- 池际尚,路凤香等.1996. 华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征. 北京:科学出版社.
- 邓万明.1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京:地质出版社.
- 鄂莫岚,赵大升.1987. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京:科学出版社.
- 孔 华,金振民,马 芳,欧新功.2000. 湖南道县辉长岩包体的结构与波速各向异性研究及意义. 地球学报,21(3):287~193.
- 马昌前.1989. 结晶分异作用的岩浆动力学条件. 地球科学:中国地质大学学报,14(3):245~252.
- 钱祥麟,王仁民主编.1994. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京:地震出版社,234.
- 邱家骧,曾广策.1987. 中国东部新生代玄武岩中低压单斜辉石的矿物化学及岩石学意义. 岩石学报,(4):1~9.
- 沈其韩,徐惠芬,张宗清等.1992. 中国早前寒纪麻粒岩. 北京:地质出版社,237.
- 许志琴,姜 枚,杨经绥.1999a. 青藏高原北部隆升的深部构造物理作用. 地质学报,70(3):195~206.
- 许志琴,杨经绥,姜 枚,李海兵.1999b. 大陆俯冲作用及青藏高原周缘造山带的崛起. 地学前缘,6(3):139~151.
- Aoki K, Kushiro I. 1968. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel, Contrib. Mineral. Petro., 18, 326 ~ 337.
- Bradly R. Hacker, Edwin Gnoss, Lothar Ratschbacher, et al.. 2000. Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet, Science, 287: 2463 ~ 2466.
- Brey GP, Kohler TP. 1990. Geothermobarometry in four-phase clinopyroxenite: II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. J. Petrol., 31: 1353 ~ 1378.
- Deer WA, Howie RA, Zussman J. 1996. An Introduction to the Rock-forming Minerals. New York, Co. published in the United States with John Wiley & Sons, Inc.
- Frey FA. 1980. The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Sald Lake Crater, OAHU, Hawaii, Am. Jour. Sci., 208-A, 427 ~ 449.
- Harlow GE. 1997. Kinclino pyroxenes at high pressure and temperature: an experimental study. American Mineralogist, 82: 259 ~ 269.
- Kopylova. 1999. Petrology of Peridotite and Pyroxenite Xenoliths from the Jericho Kimberlite: Implications for the Thermal State of the Mantle beneath the Slave Craton, Northern Canada. Petrology, 40(1): 70 ~ 104.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. Min. Mag., 52, 535 ~ 50.
- Mercier JC. 1980. Single pyroxene thermobarometry. Tectonophysics, 70: 1 ~ 37.
- Smith JV, Brown WL. 1988. Feldspar Minerals I. Crystal Structures, Physical Chemical and Microtextural Properties, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 828.
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, et al.. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for Convective Thinning of the Lithosphere and the Source of Ocean Island Basalts, J. Petrol., 37(1): 45 ~ 71.
- Tsuruta K, Takahashi E. 1998. Melting of an alkali basaltJB1 up to 12.5 GPa: behavior of potassium in the deep mantle. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 107: 119 ~ 130.
- Wang Wu yi, Eiichi Takahashi. 1999. Subsolidus and melting experiments of a K-rich basaltic composition to 27 GPa: Implications for the behavior of potassium in the mantle. American Mineralogist, 84: 357 ~ 361.

Pyroxenite Xenolith in the Volcanic Rocks from North Tibet

Wu Cailai Yang Jinsui Li Haibin g Shi Rendeng Men Fancong

(Institute of Geology, CAGS, Beijing)

Abstract The pyroxenite xenolith in the volcanic rocks from Hohxil, north Tibet, consists of clinopyroxenes and orthopyroxenes. Mineral chemically these pyroxenes are similar to mantle enclaves including peridotite and pyroxenite from China and abroad, and different from ones of granulites. The temperatures and pressures of forming pyroxenes are in ranges of 1101 ~ 1400 (averaged 1250) and $30 \times 10^8 \sim 60 \times 10^8$ Pa (averaged 46×10^8 Pa) based on the thermobarometer of Mercier (1980), respectively. Combined with a magmatic dynamics we deduced that magma was derived from the mantle with the depth of more than 150 km, which is fit in with geophysical conclusion that showed the low-velocity zone existed in the mantle under 150 km.

Keywords pyroxenite enclaves mineral chemistry Hohxil