

柴达木北缘石榴石橄榄岩的发现及其意义

杨建军 朱红

(中国地质科学院岩石圈研究中心, 北京 100037)

邓晋福

(中国地质大学)

周天祯

(青海省地质科学研究所)

赖绍聪

(中国地质大学)

关键词 柴达木北缘 石榴石橄榄岩 高压变质带

提要 本文论证了柴达木北缘胜利口含镁铝榴石超基性岩不是“似金伯利岩”而是石榴石橄榄岩。岩相学、矿物化学资料显示其为大陆边缘上覆于俯冲板块的地幔楔形区物质。石榴石橄榄岩在上地幔平衡的 $P-T$ 条件为 $25 \times 10^8 \text{Pa}$ 和 850°C 左右, 显示造山带高压变质岩的地温特征。柴达木北缘石榴石橄榄岩与榴辉岩的发现表明它是一条高压变质带, 是该地区古生代洋壳俯冲、大陆碰撞的产物。

柴达木盆地北部边界的山脉(常被称为“柴北缘”)新近被厘定为大型韧性剪切带^[1]。位于柴北缘中段的胜利口超基性岩以其特殊的矿物组合(含富镁石榴石)和岩石学特征格外引人注目。林坤等(1978)^①认为, 这类岩石属岩浆成因的金伯利岩类, 但是由于未找到金刚石而称之为“似金伯利岩”。本文将着重论述此类岩石并非“似金伯利岩”而是迄今在青藏高原首次发现的石榴石橄榄岩类。

1 地质背景

胜利口超基性岩位于柴北缘山脉中段大柴旦和小柴旦之间, 构造上处于柴北缘反“S”型压剪性断裂带内, 其产出与局部南北向和东北向挤压构造相关。围岩为达肯大板群“眼球状片麻岩”^[1](图1)。林坤等(1978)用钾氩法对岩体中金云母年龄测定结果为490 Ma, 并将这一带超基性岩的侵位时代视为加里东早期。

超基性岩多为蛇纹岩, 少量为蛇纹岩化石榴石橄榄岩、纯橄岩及石榴石辉石岩。岩石发生球状风化, 呈似层状, 透镜状, 脉状, 或团块状。大者长几百米宽几十米, 小者仅几米长。石榴石辉石岩多呈脉状或透镜状穿插于超基性岩体内, 与围岩呈构造接触, 未见有冷凝边, 围岩一侧也未见明显的烘烤现象。接触带常为破碎带, 宽可达3—5 m, 因而局部出现“角砾”。超基性岩具片理或条带构造, 其产状多与围岩一致。有的条带呈鞘状褶皱。蛇

本文为地矿部及国家自然科学基金重点资助项目的部分内容。

① 林坤、尹家衡、张俊太, 1978, 青海省柴达木盆地北缘超基性岩及以铬为主的成矿特征与找矿方向的研究, 青海省地质科学研究所。

本文于1993年6月收到, 1994年1月改回。

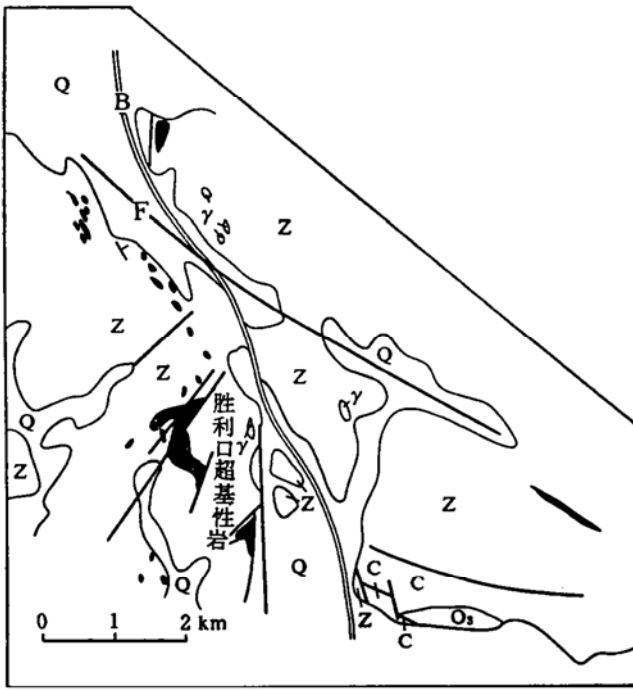


图 1 柴达木北缘胜利口超基性岩地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of ultramafic rocks at Shenglikou, northern margin of the Chaidam mountains

Q—第四系；C—石炭纪碳酸盐碎屑岩；O₃—上奥陶世变中-基性火山岩；Z—达肯大坂群片岩片麻岩；γ—花岗岩；F—断层；B—公路

纹岩局部发生强烈片理化，出现大量的云母类矿物。此外，有少量浅色岩脉穿插于超基性岩中。

这类超基性岩的构造位置和产状均不与已知金伯利岩相似，不显示任何火成岩特征，如堆积构造（交错、粒级层理，冲刷构造等）、冷凝、烘烤现象等等。

2 岩石学特征

本文工作集中在所谓“胜利口一号”岩群。这里只描述其中较新鲜或尚有少量原生矿物残晶的岩石类型，对蛇纹岩未予重视。

蛇纹岩化石榴石橄榄岩 (L 4) 石榴石作为变斑晶 ($\leq 1.5\text{cm}$) 出现。多数已蚀变为由角闪石和绿泥石所构成的假像。少数情况下可找到石榴石残晶，但多被次生矿物包围交代。有的石榴石残晶内可找到被包含的单斜辉石、橄榄石，后者也受到不同程度的低温次生变化。细晶部分全部蚀变，产物为蛇纹石、碳酸盐、绿泥石、磁铁矿、水白云母等等。

石榴石橄榄岩 (LH 101 a) 原生矿物以橄榄石为主 (30%)，其次为石榴石 (5%)，尖晶石 (5%)，斜方辉石 ($< 1\%$)，未能找到单斜辉石。次生矿物为角闪石，蛇纹石，绿泥石，磁铁矿，金云母等。金云母具有多色性但显示正吸收，不同于原生金云母^[2]。

纯橄岩 (L 202, L 303) 岩石较新鲜。橄榄石占 95% 以上，呈近等粒结构。其次为尖晶

石(5%)，为间隙矿物。次生矿物为蛇纹石，磁铁矿。

石榴石辉石岩(LH101c) 岩石较新鲜，主要由透辉石($\geq 30\%$)和石榴石($30\% \pm$)组成。石榴石粒度较大，常包含透辉石。角闪石($25\% \pm$)包围交代透辉石，石榴石多被白云母($15\% \pm$)交代。此外尚含有少量磁铁矿(1%)。

这类岩石亦均未显示岩浆岩的结构特征。未见金伯利岩的特征矿物如钙钛矿，镁钛铁矿等。金云母不显示原生矿物的结构和共生特点。

3 矿物化学

对上述几个类型岩石的原生矿物及金云母作了电子探针分析，结果列于表1和表2。

表1 石榴石和尖晶石化学成分
Table 1 Chemical compositions of garnet and spinel

| 样品 | LH101a-2 | LH101a-3 | L4 | LH101c | LH101c | LH101a | LH101a | L303-1 | L303b | L202 |
|--------------------------------|-------------|----------|-------|--------|--------|------------|--------|--------|--------|-------|
| 矿物 | Gt | Gt | Gt | Gt | Gt | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp |
| 氧化物 | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 42.34 | 42.61 | 42.47 | 42.07 | 42.10 | 0.23 | 0.18 | 0.25 | 1.64 | 0.36 |
| TiO ₂ | 0.11 | 0 | 0.07 | 0 | 0.01 | 0.17 | 0.09 | 0.22 | 0.59 | 0.09 |
| Al ₂ O ₃ | 22.53 | 22.80 | 22.39 | 22.42 | 22.02 | 23.44 | 50.44 | 14.93 | 4.49 | 16.08 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.70 | 0.84 | 1.73 | 0.51 | 0.58 | 55.26 | 24.12 | 65.29 | 33.19 | 63.74 |
| Fe ₂ O ₃ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 25.722 | 0 |
| FeO | 10.11 | 10.17 | 7.65 | 11.42 | 11.12 | 12.09 | 9.48 | 11.36 | 27.705 | 8.93 |
| MnO | 0.51 | 0.59 | 0.31 | 0.52 | 0.44 | 0.40 | 0.13 | 0.74 | 3.43 | 1.03 |
| MgO | 18.80 | 19.33 | 20.85 | 18.52 | 18.50 | 9.23 | 17.50 | 7.43 | 2.29 | 8.58 |
| CaO | 4.55 | 4.11 | 4.82 | 4.49 | 4.69 | 0.09 | 0 | 0.08 | 0.10 | 0 |
| NiO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0 |
| | 阳离子系数(O=24) | | | | | 阳离子系数(O=4) | | | | |
| Si | 6.07 | 6.06 | 6.10 | 6.05 | 6.08 | 0.007 | 0.005 | 0.008 | 0.060 | 0.012 |
| Al ^{VI} | 3.81 | 3.82 | 3.73 | 3.80 | 3.75 | 0.863 | 1.580 | 0.581 | 0.192 | 0.625 |
| Ti ^{VI} | 0.01 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0.004 | 0.002 | 0.005 | 0.016 | 0.002 |
| Cr | 0.08 | 0.09 | 0.19 | 0.06 | 0.07 | 1.366 | 0.507 | 1.703 | 0.953 | 1.663 |
| Fe ⁺³ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.703 | 0 |
| Fe ⁺² | 1.21 | 1.21 | 0.91 | 1.37 | 1.34 | 0.316 | 0.211 | 0.313 | 0.842 | 0.246 |
| Mn | 0.06 | 0.07 | 0.04 | 0.06 | 0.05 | 0.011 | 0.003 | 0.021 | 0.106 | 0.029 |
| Mg | 4.02 | 4.10 | 4.40 | 3.97 | 3.98 | 0.430 | 0.693 | 0.365 | 0.124 | 0.422 |
| Ca | 0.70 | 0.63 | 0.73 | 0.69 | 0.73 | 0.003 | 0 | 0.003 | 0.004 | 0 |
| Ni | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.001 | 0 |

Gr—石榴子石；Sp—尖晶石

橄榄石 石榴石橄榄岩(LH101a)中橄榄石Fo为89.3—90.0(边缘略贫镁)，是二辉橄榄岩的典型橄榄石组成。纯橄岩(L303, L308)中橄榄石Fo为90.5—92.0，纯橄岩(L202)中橄榄石含Fo可高达95.0—96.0，并且矿物边缘比核部Fo高0.5%。橄榄石的这种组成及分布特征明显反映出岩石发生过较高级度的部分熔融，导致橄榄石渐趋富镁。换句话说，纯橄岩(L202)可能是从二辉橄榄岩中分离出大量镁铁质熔体后留下的固体残余。

表 2 橄榄石、辉石和金云母化学成分

Table 2 Chemical compositions of olivine, pyroxene and phlogopite

| 样品 | L202 | L202 | LH101a | LH101a | LH101a-6 | LH101a | L4 | LH101c | LH101b |
|--------------------------------|--------------|-------|--------|--------|--------------|--------|-------|--------|----------|
| 矿物 | Ol | Ol | Ol | Ol | Opx | Opx | Cpx | Cpx | Phl |
| SiO ₂ | 41.73 | 42.17 | 41.47 | 41.42 | 56.96 | 56.80 | 54.71 | 54.45 | 38.26 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.11 | 0 | 0 | 0.10 | 0.08 | 0.12 | 0.05 | 0.64 |
| Al ₂ O ₃ | 0 | 0 | 0.23 | 0 | 1.37 | 2.28 | 2.75 | 1.86 | 16.18 |
| Cr ₂ O ₃ | 0 | 0.21 | 0 | 0 | 0.05 | 0 | 1.36 | 0.47 | 0.49 |
| FcO | 4.36 | 3.07 | 9.90 | 10.19 | 6.53 | 6.70 | 1.34 | 2.77 | 8.31 |
| MnO | 0.27 | 0.30 | 0.12 | 0.15 | 0.24 | 0.16 | 0 | 0.02 | 0.15 |
| MgO | 53.16 | 53.57 | 48.19 | 48.70 | 34.14 | 33.37 | 15.85 | 15.89 | 22.19 |
| NiO | 0.19 | 0.18 | 0 | 0 | 0.08 | 0 | 0.13 | 0 | 0 |
| CaO | 0 | 0.05 | 0 | 0.14 | 0.09 | 0.24 | 20.91 | 21.28 | 0 |
| Na ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.41 | 0 | 1.78 | 1.39 | 0.58 |
| K ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0 | 8.34 |
| H ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4.19 |
| | 阳离子系数(O = 4) | | | | 阳离子系数(O = 4) | | | | (O = 22) |
| Si | 1.00 | 1.00 | 1.02 | 1.01 | 1.968 | 1.964 | 1.989 | 2.004 | 5.51 |
| Al ^{IV} | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.032 | 0.036 | 0.011 | 0 | 2.49 |
| Al ^{VI} | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0.024 | 0.057 | 0.106 | 0.081 | 0.26 |
| Ti | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.001 | 0.07 |
| Cr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.001 | 0 | 0.039 | 0.014 | 0.06 |
| Fc ⁺² | 0.09 | 0.08 | 0.20 | 0.21 | 0.189 | 0.194 | 0.041 | 0.085 | 1.00 |
| Mn | 0.01 | 0.01 | 0 | 0 | 0.007 | 0.005 | 0 | 0.001 | 0.02 |
| Mg | 1.90 | 1.90 | 1.77 | 1.77 | 1.758 | 1.720 | 0.859 | 0.872 | 4.77 |
| Ni | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.002 | 0 | 0.004 | 0 | 0 |
| CaO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.003 | 0.009 | 0.814 | 0.839 | 0 |
| Na | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.027 | 0 | 0.125 | 0.099 | 0.16 |
| K | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0 | 5.53 |
| OH ⁻¹ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4.00 |

Ol—橄榄石, Opx—斜方辉石, Cpx—单斜辉石, Phl—金云母

石榴石 石榴石橄榄岩 (LH 101 a) 中石榴石的端员组成为 Pyr 68.3, Alm 20.2, Cro 8.1, Uva 2.4, Spe 1.2。蛇纹岩化石榴石橄榄岩 (L 4) 的石榴石变斑晶组成为 Pyr 73.0, Alm 14.5, Gro 6.4, Anr 0.9, Uva 4.8, Spe 0.6, 含镁铝榴石组分最高。石榴石辉石岩 (LH 101 c) 中石榴石组成为 Pyr 66.3, Alm 22.1, Gro 10.0, Anr 0.4, Uval 1.7, Spe 0.9。这些石榴石组成均匀, 有的是较好的重结晶作用所致, 如新鲜的石榴石辉石岩, 有的则可能是由于次生矿物取代了石榴石边缘的组成环带所致, 如蚀变较强的石榴石橄榄岩。

从图 2 可见, 橄榄岩中石榴石均属二辉橄榄岩石榴石的组成。也即是 CaO 饱和的石榴石^[3]。在石榴石橄榄岩 (LH 101 a) 中未找到单斜辉石, 可能是因为低温退变质反应已将单斜辉石全部转变为角闪石等次生矿物的缘故。

样品 L 4 中石榴石含较高的 Cr₂O₃, 是高压石榴石的特征 (Nickel, 1986)。但是与金伯利岩石榴石相比, 其 Cr₂O₃ 仍然偏低^[4]。此外这些石榴石含钛很低。

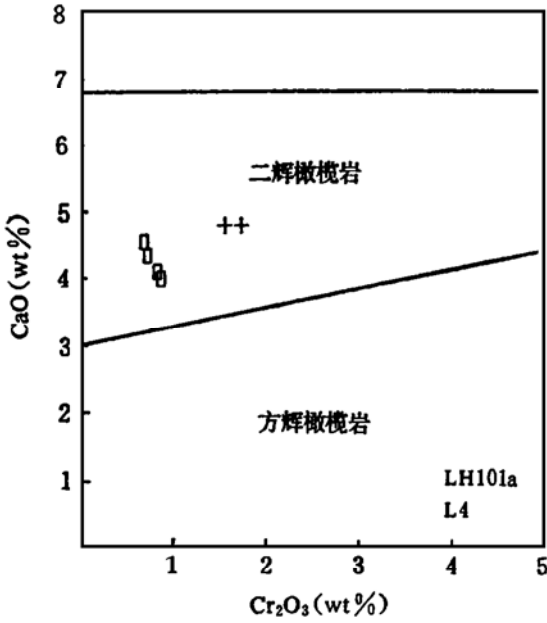


图 2 石榴石橄辉岩和石榴石辉石岩中石榴石的 CaO-Cr₂O₃ 组成
Fig. 2 CaO versus Cr₂O₃ diagram of garnet from garnet peridotite and garnet pyroxenite

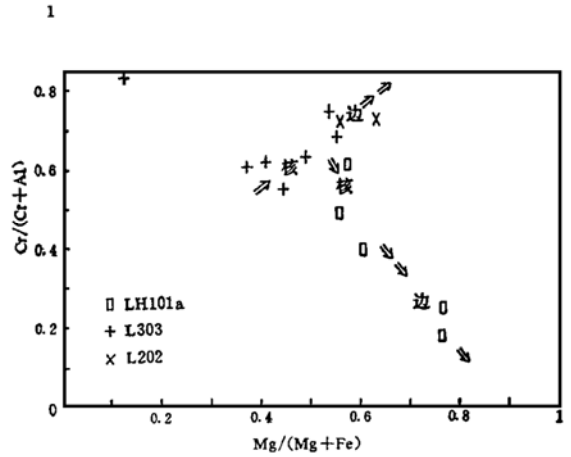


图 3 石榴石橄辉岩中尖晶石的组成变异
Fig. 3 Compositional variations of spinels in the garnet peridotites

有些人将超基性岩中产出的具变质结构的石榴石+透辉石组合也称为“榴辉岩”，其中 LH 101 c 的石榴石含镁铁榴石高达 66%，属 Coleman 等的“A”型榴辉岩。但是在产状、全岩化学组成特点（林坤等，1978）等方面该岩石与国内外已知的上地幔火成成因石榴石辉石岩很相似，它有可能就是熔融程度较高的相当于纯橄岩（L 202）分离出的镁铁质岩浆在上地幔结晶的产物。岩石中已不存在任何火成岩的结构特征。这可能是岩浆作为脉体侵入于上地幔橄辉岩中后又在漫长的地质历史中发生变质作用造成的^[5]。

斜方辉石 仅在石榴石橄辉岩（LH 101 a）中找到。斜方辉石中 Al₂O₃ 含量为 1.37%，反应出高压下结晶的特点。由于岩石遭受了较强的退变质作用，斜方辉石中低 CaO 和 Al₂O₃ 也可能与这种低温变质反应有关。

单斜辉石 橄辉岩中的单斜辉石仅在 L4 中石榴石变斑晶中找到。它属铬透辉石，含 Al₂O₃ 2.75%（表 2），含硬玉分子达 12.5%±，而钙契尔马克分子仅 1.1%±。这是变质成因的单斜辉石，其低的 TiO₂ 含量也与金伯利岩的单斜辉石组成不同。石榴石辉石岩（LH 101 c）中的单斜辉石也是透辉石，但是含 Cr₂O₃ 较低（0.7%），这种透辉石含钙契尔马克分子 ≤ 1.6%，硬玉分子含量在 3%—10% 之间，也是变质成因的辉石组成。

尖晶石 多为铬尖晶石，显示很大的组成变化。石榴石橄辉岩中铬尖晶石从核部到边缘 Cr₂O₃ 降低（从 55.26%→24.12%），Al₂O₃ 升高（从 23.44%→50.44%）。个别重结晶较好的铬尖晶石边部含 Cr₂O₃ 16.11%，Al₂O₃ 52.09%。MgO 与 Al₂O₃ 呈正消长关系，而与 FeO，Cr₂O₃ 呈反消长关系（图 3）。图 3 中 LH 101 a 的尖晶石组成变异显然是岩石上升冷却时重结晶形成的。纯橄岩中原生铬尖晶石含 Cr₂O₃ 高达 63%，且由内部向边部有增高的趋势。这

种 Cr_2O_3 逐步富集的特征可能是该岩石经历过较高的部分熔融作用所致^[6]。这一看法与根据该岩石中橄榄石组成变化所作的推测一致。因此, 文本所描述的橄榄岩中有两种具有不同变异趋势的尖晶石成分。它们的核部组成接近, 由于不同的温压条件变化引出了不同的变质历史。多数铬尖晶石含 Fe_2O_3 不高 ($<2\%$)。

金云母 表 2 列出一个较大的金云母晶体核部电子探针分析结果。首先它以较低的 Cr_2O_3 和 TiO_2 及较高的 Al_2O_3 和 Na_2O 区别于一般的金伯利岩原生金云母的组成^[4]。其次, 即使作为变质橄榄岩的金云母, 其很高的 FeO 和 Al_2O_3 , 较低的 SiO_2 也表明了它的次生特征^[7,8]。

4 P - T 条件估算

由于胜利口橄榄岩多数经历了较强的低温退变质作用, 很难说表 1 和表 2 中列出的矿物组成均能代表岩石平衡时相应矿物的组成, 这给准确计算橄榄岩平衡的 P - T 条件造成很大的困难。

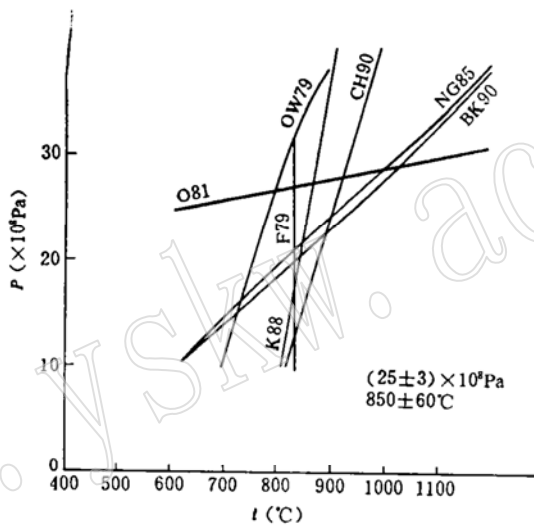


图 4 石榴石橄榄岩 (LH101 a) 平衡 P - T 条件估算结果

Fig. 4 Estimated P - T conditions of garnet peridotite (LH101 a)

NG 85—Nickel and Green (1985); BK 90—Brey and Kohler (1990); O 81—O'Neill (1981); OW 79—O'Neill and Wood (1979, 1980); CH 90—Carswell and Harley (1990); K 88—Krogh (1988); F 79—Fabries (1979)

另一方面, 对照实验岩石学结果, 从矿物组合及其化学组成范围可以大致估计本文石榴石橄榄岩的 P - T 范围。这一范围具有压力较高, 温度较低的特点, 与岩相学观察结果一致。本文采用国际上常用的适用于石榴石橄榄岩组合的地质温度计和压力计对胜利口石榴石橄榄岩的平衡温度和压力进行估算。对于石榴石橄榄岩 (LH 101 a) 可应用两种压力计 Opx-Gt 压力计^[9,10] 和 Sp 压力计^[11] 对其平衡压力作估算, 应用 Opx-Gt 温度计 (Carswell and Harley, 1990) 和 Ol-Gt 温度计^[12] 对其温度作估算, 结果表示于图 4。图中各温度、压力

计没能紧密地交会，很大程度上反映出参加计算的各矿物组成并不代表它们平衡时各自的组成。但是，图 4 所给出的温压范围对此类岩石来说是合理的，并与实验资料相一致。我们将图中的平均结果 ($25 \times 10^8 \text{ Pa}$, 850°C) 作为岩石平衡温压的近似值。对蛇纹岩化石榴石橄榄岩 (L 4) 和石榴石辉石岩 (LH 101 c) 仅能应用 Opx-Gt 温度计作温度估算^[13]。结果分别为 720°C 和 850°C 。对纯橄岩 (L 202) 采用 Sp-Ol 温度计 (Fabries, 1979) 作温度估算 ($730^\circ \text{C} \pm$)。需要强调指出的是，由于橄岩发生了很大程度的重结晶和低温变质作用，原生矿物，特别是其边缘的成分会发生改变。因此，这些 P - T 估算结果可能不代表岩石自其源区上升之前的平衡温度和压力，而可能是其所经历的 P - T 路径上的某一部分的近似值。这些估算结果所代表的地温特点是高压低温，乃是造山带的变质地温条件。

5 讨 论

赖绍聪等 (1993) 认为，柴北缘是加里东晚期古洋盆闭合后的陆-陆碰撞型造山带。从胜利口石榴石橄榄岩所处的构造位置和其中橄榄石含量与组成 (Fo 89—90) 来看，它们显然不具有稳定克拉通下部橄岩的特征，而是克拉通边缘或大洋岩石圈的橄岩^[14]。

出露于造山带的橄岩有两个主要来源。一是俯冲岩石圈底部的上地幔部分，一是上覆于俯冲板块的地幔楔形区。来自俯冲板块的岩石应具有进变质历史，并不同程度地叠加了退变质作用 (伴随抬升及随后的重结晶)；而来自地幔楔形区的橄岩则不具有进变质历史只经历了退变质作用。这种不同的变质历史均应反映在岩石的结构、矿物组合以及矿物组成的变化上。胜利口石榴石橄岩未显示进变质作用的痕迹，却发生了强烈的退变质作用。

目前有许多人认为，橄岩中的金云母+角闪石组合是地幔橄岩中渗入流体发生交代作用的证据^[15,16]。前面描述的石榴石橄岩 (LH 100 a) 中共生的金云母和角闪石可能就是这种交代作用的产物。在许多情况下，地幔交代作用伴随着显著的氧化作用。纯橄岩 (L303) 中一个晚期形成的磁铁矿含有相当高的 Fe^{3+} ，可能反映了交代过程中的氧化作用。显然，LH 101 a 中这种交代作用是含水流体，而非熔体引起，因为前面已经讨论过，该岩石中没有找到部分熔融的证据。另一方面，在一些纯橄岩 (如 L 202) 中发生过强烈的部分熔融作用。作者以为，这种部分熔融作用不大可能发生在俯冲于大陆岩石圈之下的大洋板块内部，因为俯冲板块中正常的地温分布具有低温的特点，部分熔融不易发生。

鉴于上述情形，作者认为，胜利口石榴石橄岩 (LH101a) 岩类可能是上覆于俯冲板块的地幔楔形区内的物质。它们在其下的俯冲板块释放出含水流体的作用下，发生交代作用，密度减小，底辟上浮。其中部分橄岩在上升过程中发生较强烈的部分熔融，产生镁铁质岩浆。这一熔融过程同时又促使岩石继续上升。底辟上浮是岩石从上地幔进入大陆地壳的重要一步。野外观察到的构造推覆现象表明，地幔橄岩体最终达到近地表位置是在深部构造作用下实现的。计算获得的橄岩 P - T 条件可能代表了岩石被推入地壳之前的重结晶条件。

结合赖绍聪等 (1993) 提出的模式，这些深源地幔物质的抬升可能是洋壳俯冲作用引起的后果。若林坤等 (1978) 的金云母钾氩年龄 (490 Ma) 是正确的话，它指示胜利口石榴石橄岩在加里东早期洋盆尚未闭合时就在地幔中形成了。岩石最终被推入地壳则是加里东晚期大规模的陆-陆碰撞所致。

虽然在大量可靠的资料(包括更多的同位素资料)具备之前,上述认识仅仅是初浅的、推测性的,但是本文介绍的石榴石橄榄岩和作者新近在柴北缘东端发现的榴辉岩(杨建军等,未刊资料)这些事实表明,柴北缘是一条高压变质带。这种石榴石橄榄岩+榴辉岩组合是国内外重要的高压变质带所特有的(如斯堪的纳维亚,苏鲁皖等超高压变质带)。因此,柴北缘在区域地质,特别是青藏高原的深部构造和上地幔组成研究方面的意义应引起足够的重视。

参 考 文 献

- 1 赖绍聪,邓晋福,杨建军,周天祯.柴达木北缘发现大型韧性剪切带.现代地质,1993,7(1):125.
- 2 Farmer G L and Boettcher A L. Petrologic and crystalchemical significance of some deep-seated phlogopites. Am. Mineral. 1991, 66: 1154—1163.
- 3 Daniels L R M and Gurney J J. Oxygen fugacity constraints on the southern African lithosphere. Contrib. Mineral. Petrol. 1991, 108: 154—161.
- 4 Dawsom J B. Kimberlites and their xenoliths. Berlin. Springer-Verlag.
- 5 杨建军.苏鲁榴辉岩及有关超基性岩.地质出版社,1991.
- 6 Woodland A B, Kornprobst J and Wood B K. Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite. Jour. Petrol. 1992, 33: 203—230.
- 7 Carswell D A. Primary and secondary phlogopites, and clinopyroxene in garnet lherzolite xenoliths. Phys. Chem. Earth. 1975, 9: 417—430.
- 8 Yang J, Godard G, Kienast JR, Lu Y and Sun J. Ultrahigh pressure (60ko) magnesite-bearing garnet peridotites from northeastern Jiangsu, China. Journal of Geology. 1993, (5): 541—554.
- 9 Nickel K G and Greene D H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, Kimberlites and diamonds. Earth Planet. Sci. Lett. 1985, 73: 158—170.
- 10 Brey G P and Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. —New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. Jour. Petrol. 1990, 31: 1353—1378.
- 11 O'Neill H S C. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. Contrib. Mineral. Petrol. 1981, 77: 185—194.
- 12 O'Neill H S C and Wood B J. An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol. 1979, 70: 59—70.
- 13 Krogh E J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer, A reinterpretation of experimental data. Contrib. Mineral. Petrol. 1988, 99: 44—48.
- 14 Boyd F. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. Earth and Planetary Science Letters. 1989, 96: 15—26.
- 15 Harte B and Hawkesworth C J. Mantle domain and mantle xenoliths. 1988, 469—686.
- 16 Wyllie P J. Metasomatism and fluid generation in mantle xenoliths in Nixon P H. ed. Mantle Xenoliths. London and New York, Wiley. 1987, 609—621.

The Discovery of Garnet Peridotite in Northern Chaidam Mountains and Its Significance

Yang Jianjun, Zhu Hong

(Lithospheric Research Center, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Deng Jinfu, Lai Shaocong

(China University of Geosciences, Beijing 100083)

Zhou Tianzhen

(Qinghai Institute of Geosciences)

Key words: northern margin of Chaidam; garnet peridotite; high pressure metamorphic belt

Abstract

It is demonstrated in this paper that the so called "nondiamondiferous kimberlite" in the northern Chaidam mountains is actually garnet peridotite. This is the first garnet peridotite ever recognized in the Tibetan plateau. Petrographical and mineralogical data indicate that the rocks are representative of materials from the mantle wedge overlying a subducted slab. The temperature and pressure of the final reequilibrium of the mineral assemblage are estimated to be around 25×10^8 Pa and 850°C respectively, displaying a geotherm characteristic of an orogenic belt. The discovery of eclogite and garnet peridotite suggests that the northern margin of the Chaidam mountains is a coherent high-pressure metamorphic belt formed as a consequence of subduction of oceanic lithosphere and continental collision in Paleozoic era.