

阿尔金超高压(>7 GPa)片麻状(含)钾长石榴辉石岩 ——石榴子石出溶单斜辉石的证据*

刘良** 陈丹玲 张安达 孙勇 王焰 杨家喜 罗金海

(西北大学大陆动力学教育部重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069; 长安大学地球科学与国土资源学院, 西安 710054; 北京大学造山带与盆地动力学教育部重点实验室, 北京 100871)

摘要 岩相学和矿物化学研究表明, 阿尔金英格利萨依一带片麻状(含)钾长石榴辉石岩中的粗粒石榴子石出溶单斜辉石和金红石. 统计石榴子石出溶的单斜辉石的面积比最高>5%, 重建出溶前该石榴子石(Grt_1)单位分子式中的Si值高达 3.061, 为含Na的超Si-石榴石或含有majorite分子的石榴子石. 依据石榴子石含辉石摩尔体积压力计和majoritic-石榴子石 Si-(Al+Cr)压力计估算其峰期变质压力>7 GPa, 利用三元碱性长石温度计和钛铁矿-磁铁矿固溶体的实验资料获其形成温度约 1000°C. 同时, 结合其原岩具有板内基性与中性火成岩及其可能是源于大陆岩石圈地幔的基性岩浆演化产物的地球化学特征, 以及与其伴生的超高压石榴子石二辉橄榄岩的发现和超高压含石榴子石花岗质片麻岩的研究, 不仅证明区内超高压岩石的形成是陆壳深俯冲作用的产物, 而且表明这种深俯冲可能达到>200 km的地幔深处. 这对深入探讨阿尔金乃至中国西部碰撞造山带形成与演化的动力学机制提供了新的证据.

关键词 阿尔金 片麻状(含)钾长石榴辉石岩 石榴子石出溶单斜辉石 超高压变质

自从以柯石英和金刚石为标志的由陆壳深俯冲作用形成的超高压变质岩被识别辨认^[1-4]以来, 诸如辉石、橄榄石、石榴子石和榴石等来自不同岩石类型中的超高压矿物的出溶结构引起人们的极大兴趣和高度关注^[5-18], 其中, 尤其是石榴子石出溶单斜辉石+金红石+磷灰石^[13]或石英+金红石+磷灰石^[15]、

橄榄石出溶钛铁氧化物^[7, 19]以及单斜辉石出溶斜顽辉石^[12]或石英^[17]或金云母+柯石英/石英^[18]等, 已被实验岩石学证实和从矿物晶体化学原理得到很好解释的一些矿物出溶结构的发现与深入研究表明, 陆壳岩石俯冲的深度不只限于柯石英或金刚石的稳定范围(3~4 GPa), 而是可能达到 200~300 km的地幔

2004-04-28 收稿, 2004-08-02 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划(编号: C1999075508)、国家自然科学基金(批准号: 49972063, 40372088, 40472043 和 14003210)、教育部骨干教师基金课题(编号: 40133020)和北京大学造山带与盆地动力学教育部重点实验室开放课题基金共同资助项目

** E-mail: liuliang@nwu.edu.cn

深处(7~10 GPa), 之后才抬升折返出露地表. 这一认识远远超出超高压研究初期人们所熟知的由柯石英和金刚石的发现所推论出的 80~120 km 的俯冲深度. 因此, 造山带岩石中一些矿物的出溶结构的深入研究, 不仅成为识别该岩石是否经历超高压变质的可靠标志之一, 而且在限定超高压峰期变质条件及其动力学演化过程等方面发挥着重要的窗口作用. 本文重点依据石榴子石出溶单斜辉石的特征, 论证阿尔金英格利萨依一带片麻状(含)钾长石榴辉石岩是陆壳被俯冲到 >200 km 的地幔深处发生超高压变质作用的产物.

1 地质产状和岩相学特征

近年来构造地质、岩石、地球化学和同位素年代学等一系列研究^[20-30]表明, 阿尔金造山带由北向南依次可划分为四个构造单元^[27-30]: 阿北变质地体, 主要由太古代麻粒岩相变质杂岩组成; 红柳沟-拉配泉构造混杂岩带, 主要由早古生代蛇绿岩块(片)、洋岛玄武岩块和含晚寒武-早、中奥陶世牙形石化石的深水沉积硅质岩、浅水-半深水沉积岩块、以及低温高压变质岩块组成; 米兰河-金雁山地块, 主体由中-上

元古界厚层状灰岩和原认为下元古界的“阿尔金岩群变质岩系”^[31]以及呈透镜体状断续产出在该变质岩系中的高压-超高压变质岩组成; 阿帕—茫崖构造混杂岩带, 主要由早古生代蛇绿岩残片、花岗岩和花岗闪长岩与晚奥陶世复理石沉积物组成(图 1).

本文重点研究的片麻状(含)钾长石榴辉石岩, 以及新近发现的超高压石榴子石二辉橄榄岩^[32]和超高压含石榴子石花岗质片麻岩^[33], 共同出露在阿尔金南缘高压-超高压变质岩带中段英格利萨依巴什瓦克石棉矿一带(图 1). 露头上该岩石与石榴子石橄榄岩以及含石榴子石花岗质片麻岩呈互层状或间层状产出(图 2(a)), 一些地段该岩石(灰色)与浅色含石榴子石花岗质片麻岩构成条带状构造(图 2(b)), 局部见深灰色(含)钾长石榴辉石岩呈透镜体状包裹在浅色含石榴子石花岗质片麻之中, 透镜体被拉长、变形. 这些特征显示, 区内含石榴子石的不同的岩石类型可能共同经历了相同或相似的变形变质, 它们一起构成一个复合型的透镜体产于原认为是元古界的阿尔金群的浅变质岩石之中. 文献^[32, 33]已对这些特征进行了比较仔细的描述.

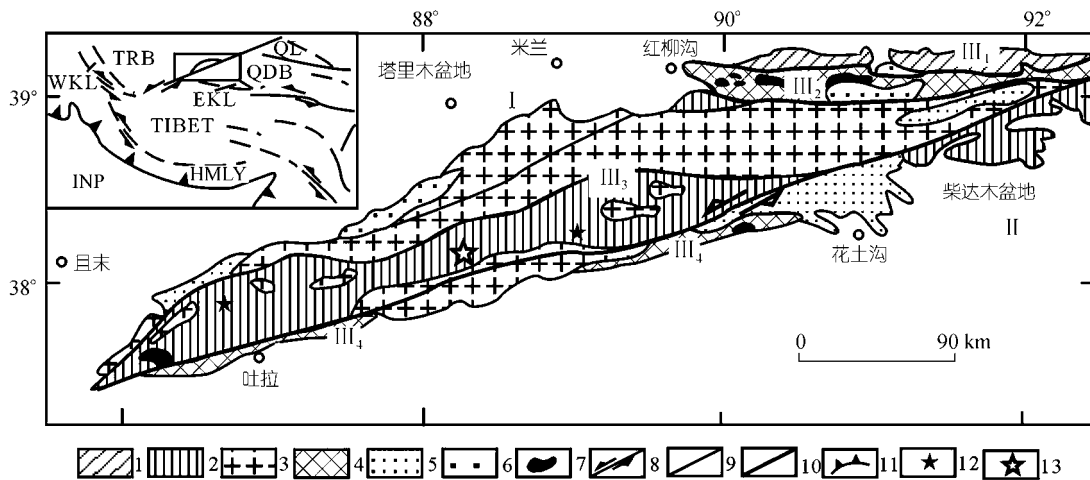


图 1 阿尔金造山带构造地质图(据文献^[32])

1, 太古界; 2, 阿尔金岩群; 3, 中-上元古界; 4, 古生界; 5, 中-新生界; 6, 花岗岩; 7, 超基性岩; 8, 走滑断裂; 9, 断裂; 10, 构造单元界线; 11, 逆冲断裂; 12, 榴辉岩产地; 13, 片麻状(含)钾长石榴辉石岩产地(英格利萨依); I, 塔里木地块; II, 柴达木地块; III, 阿尔金造山带; III₁, 阿北变质地块; III₂, 红柳沟-拉配泉混杂岩带; III₃, 米兰河-金雁山地块; III₄, 阿帕-茫崖构造混杂岩带; TRB 示塔里木盆地; QL 示祁连山; QDB 示柴达木盆地

1) 刘良. 阿尔金高压变质岩与蛇绿岩及其大地构造意义. 中国科学院地质研究所博士学位论文, 1999

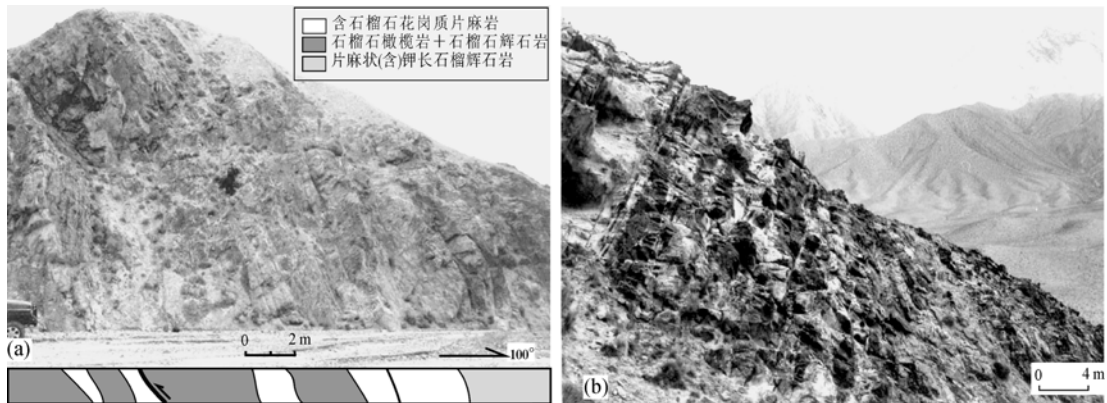


图 2 阿尔金片麻状(含)钾长石榴辉石岩与其伴生岩石产出的相互关系

- (a) 石榴子石花岗质片麻岩(浅色)与石榴子石二辉橄榄岩+石榴子石辉石岩(深灰色)和片麻状(含)钾长石榴辉石岩(灰色)呈互层状或间层状产出;
 (b) 石榴子石花岗质片麻岩(浅色条带)与片麻状(含)钾长石榴辉石岩(灰色条带)呈互层状产出

该石榴辉石岩多具不等粒粒状变晶结构和片麻状构造, 主要组成矿物有石榴子石(35%~45%)、单斜辉石(25%~45%)、角闪石(5%~10%)、条纹长石(3%~15%)和石英(5%~15%), 以及少量斜长石、黑云母、斜方辉石和蓝晶石等, 副矿物有金红石、榍石、磷灰石、钛铁矿、磁铁矿和锆石等。依据暗色矿物含量, 该岩石进一步可区分出片麻状含钾长石榴辉石岩和钾长石榴辉石岩两种类型, 钾长石榴辉石岩中的条纹长石与石英的含量明显增多, 它们应分别属于变质的基性和中性岩石。其中, 石榴子石和单斜辉石或条纹长石或石英或钛铁矿呈共生关系, 角闪石或角闪石+斜长石多分布在石榴子石与单斜辉石的外围, 明显是退变质作用的产物; 斜方辉石+斜长石一起构成石榴子石与单斜辉石的反应边(图 3(a)), 指示岩石曾遭受麻粒岩相的退变质; 一些粗粒石榴子石还含有钾长石(已转变成条纹长石, 图 3(b))、蓝晶石和磷灰石等单矿物包体。

片麻状含钾长石榴辉石岩和钾长石榴辉石岩两种岩石中矿物的出溶结构都很发育。一些粗粒石榴子石见单斜辉石+金红石的棒状出溶物(图 3(c)~(e)), 费氏台测量显示其中自形棒状单斜辉石的长轴方向彼此呈 $60^{\circ}/120^{\circ}$ 的交角并分别与金红石的长轴方向平行, 而且各棒状自形单斜辉石的对应晶棱也都彼此平行, 这一现象与 Ye^[13]在青岛仰口超高压石榴石中发现的出溶单斜辉石+金红石的现象相似。由于单斜辉石的Si和Na含量大于石榴子石, 金红石主要含Ti,

说明出溶前石榴子石结构中可能存在 $M^{VI}+Si^{VI}$ $2Al^{VI}$ 或 $Na^{VIII}+Si^{VI}$ $M^{VIII}+Al^{VI}$ 或 $Na^{VIII}+Ti^{VI}$ $M^{VIII}+Al^{VI}$ ($M = Ca, Mg, Fe^{2+}, Mn$)的耦合替换关系^[13,34,35], 即含 6 次配位的Si, 指示该石榴子石为超Si-石榴石或含有majoritic分子。另外, 岩石中都还常见磷灰石出溶独居石(图 3(f)), 单斜辉石出溶斜方辉石(图 3(g))以及钛铁矿出溶磁铁矿(图 3(h))。

根据上述显微结构分析, 区内片麻状(含)钾长石榴辉石岩经历了复杂多阶段的变质演化, 其峰期变质矿物组合可能是 $Grt_1 + Cpx_1 + Kf_1 + SiO_2$ 相(可能为柯石英), 副矿物有磷灰石、钛铁矿和锆石等。但其中石榴子石、单斜辉石、钾长石、磷灰石和钛铁矿均应以其出溶前对应的矿物物相及其相应的矿物成分为代表。而这些矿物出溶的产物, 如 Grt_1 伴随压力下降发生出溶形成 $Grt_2 + Cpx_2 \pm Ru$ 等显然代表了岩石早期退变质的记录; 而岩石中石榴子石与单斜辉石反应边中出现的紫苏辉石+斜长石或角闪石+斜长石以及钛铁矿出溶磁铁矿, 则可能是更晚期退变质作用的产物。

2 岩石化学

该石榴辉石岩的主量和微量元素测定在西北大学大陆动力学实验室完成, 其 SiO_2 含量介于 46%~63%之间, Na_2O+K_2O 含量较低(1.66%~3.89%), 呈亚碱性拉斑系列。按照主量元素分析结果, 该类岩石可进一步分为变质的基性($SiO_2 = 45.89\% \sim 52.27\%$)和中

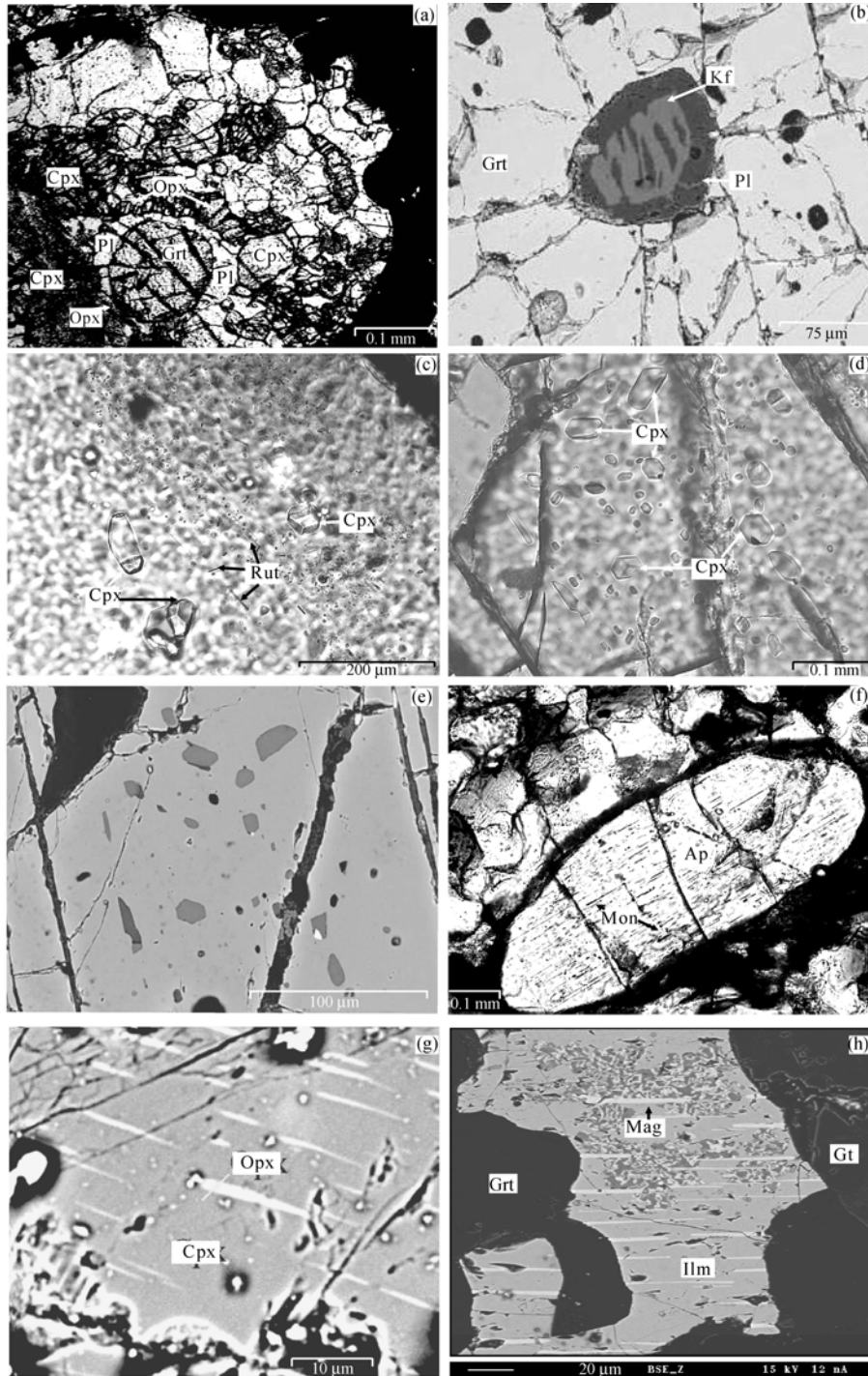


图 3 阿尔金片麻状(含)钾长石榴辉石岩的显微结构

(a)斜方辉石 + 斜长石一起构成石榴子石与单斜辉石的反应边, 单偏光; (b)石榴子石含条纹长石矿物包体, 背散射电子像; (c)石榴子石出溶单斜辉石和金红石, 金红石棒状体的长轴方向彼此呈 $60^{\circ}/120^{\circ}$ 的交角并分别与自形单斜辉石对应晶棱方向平行, 单偏光; (d), (e)石榴子石出溶棒状单斜辉石, 单斜辉石的长轴方向及其对应晶棱互呈 $60^{\circ}/120^{\circ}$ 的交角; (d)为单偏光, (e)对应于(d)的背散射电子像; (f)磷灰石出溶棒状独居石, 单偏光; (g)单斜辉石出溶棒状斜方辉石, 背散射电子像; (h)钛铁矿出溶磁铁矿, 背散射电子像。Grt 示石榴子石, Cpx 示单斜辉石, Opx 示斜方辉石, Kf 示钾长石, Pl 示斜长石, Ru 示金红石, Ap 示磷灰石, Mon 示独居石, Ilm 示钛铁矿, Mag 示磁铁矿

性(SiO₂为 58.90%和 63.56%)两种岩石类型, 与岩相学观察的结果基本一致. 其中, 含钾长石榴辉石岩的 Ti 含量很高, Ti/V 介于 26~46 之间, 表明其原岩不同于岛弧岩浆系列, 而属于板内岩浆系列. Zr/Y 多大于 3, 在 Zr/Y-Zr 图解上(图 4(a))主体落入板内玄武岩或板内玄武岩与洋脊玄武岩的重叠区. 进一步利用 La-Y-Nb 图解(图 4(c))判别, 几乎全部落入大陆玄武岩区. 在 Th-Ta-Hf 图解上(图 4(d))大部分样品落入 E-MORB 和板内玄武岩(WPB)的重叠区, 并有向 Th 增大方向演化的趋势, 又表明其原岩可能来源于富集

地幔并遭受了陆壳物质混染的影响. 在球粒陨石标准化的 REE 配分图解上, 变质基性岩呈 LREE 富集型, (La/Yb)_N = 1.7~5.1, (Ho/Yb)_N = 1.0~1.2, 有较弱的负 Eu 异常, Y/Yb 比值基本接近 10, 与 E-MORB 和板内玄武岩(WPB)的型式相似(图 4(b)). 而钾长石榴辉石岩在图 4(a), (c), (d) 上的投点以及其 REE 配分型式(图 4(b))与含钾长石榴辉石岩一致, 但其 REE 含量相对较高并有较明显的负 Eu 异常, 说明它们的原岩可能是源于同一岩浆源区经分离结晶作用演化的结果. 因此, 区内片麻状含钾长石榴辉石岩与钾长石榴辉

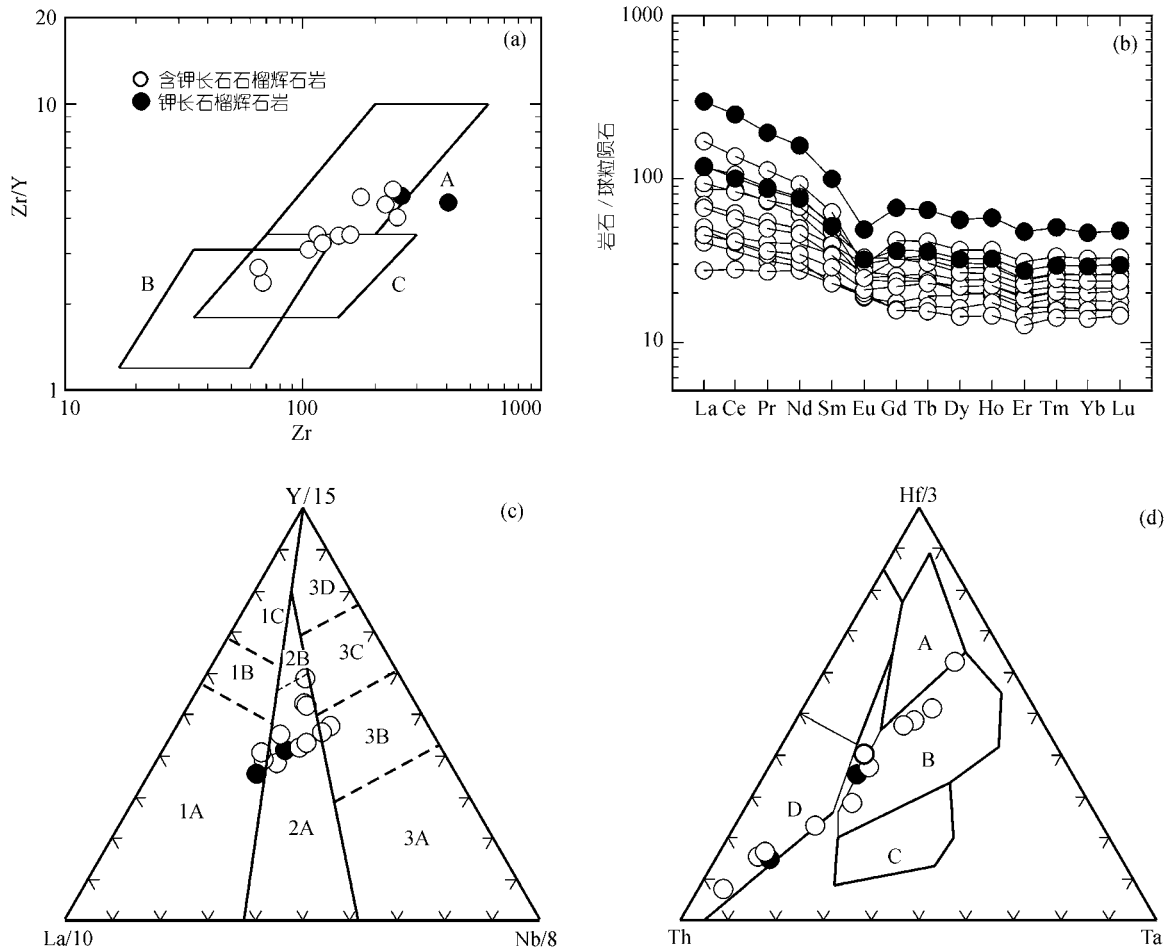


图 4 阿尔金片麻状(含)钾长石榴辉石岩全岩的 Zr/Y-Y(a), La-Y-Nb(c), Th-Hf-Ta(d)和 REE 配分图解(b)
 (a) A, 板内玄武岩; B, 岛弧玄武岩; C, 洋中脊玄武岩. (c) 1A, 钙碱性玄武岩; 1C, 火山弧拉斑玄武岩; 1B, 1A 和 1C 的重叠区; 2A, 大陆玄武岩; 2B, 弧后盆地玄武岩; 3A, 陆间裂谷碱性玄武岩; 3B, 3C, E-MORB(3B, 富集型; 3C, 弱富集型); 3D, N-MORB(据文献[36]). (d) A, N-MORB区; B, E-MORB和板内拉斑玄武岩区; C, 板内碱性玄武岩; D, 火山弧玄武岩(据文献[37]). 图中空心圆圈代表片麻状含钾长石榴辉石岩, 实心圆圈代表片麻状钾长石榴辉石岩

石岩的地球化学特征表明, 其原岩具有板内基性与中性火成岩的特征, 可能来源于富集地幔、并有陆壳混染的影响, 是大陆下岩石圈地幔基性岩浆演化的产物.

3 矿物化学

区内片麻状(含)钾长石榴辉石岩的矿物成分主体是采用北京大学 JXA-8100 型电子探针仪分析完成

的, 工作条件: 加速电压 15 kV, 束斑电流 20 nA, 束斑直径通常为 3 μm , 对出溶矿物束斑直径采用 1 μm ; 部分矿物成分是用中国科学院地质与地球物理所 CAMBX-SX51 型电子探针仪分析的, 工作条件: 加速电压 15 kV, 束斑电流 20 nA, 束斑直径 3 μm . 该岩石主要矿物成分特征为(表 1 仅列出其中具代表性的矿物成分):

表 1 阿尔金片麻状(含)钾长石榴辉石岩的主量(%)和微量元素($\mu\text{g/g}$)分析结果

元素	样品												
	a-11(4)	a-18(3)	a-19(2)	a-24(2)	a-27(1)	a-27(9)	a-35(3)	a-40(1)	a-55(1)	a-56	a-61	a-15(2)	a-20(1)
SiO ₂	49.86	51.04	46.34	46.84	45.89	46.47	50.46	45.99	48.06	48.17	52.27	58.90	63.56
TiO ₂	1.88	2.05	2.12	1.71	1.53	1.50	2.69	2.12	1.74	2.41	1.35	1.58	1.80
Al ₂ O ₃	13.38	14.06	14.83	16.18	14.93	16.72	13.71	14.63	14.35	11.37	15.16	13.44	13.34
Fe ₂ O ₃	5.24	5.67	4.23	4.58	4.22	3.67	4.49	4.04	3.74	4.74	2.37	1.02	2.08
FeO	8.65	7.18	9.70	8.52	8.52	6.70	11.05	11.20	7.75	8.80	8.20	9.08	8.25
MnO	0.18	0.18	0.19	0.18	0.20	0.15	0.22	0.21	0.17	0.20	0.15	0.14	0.17
MgO	6.06	6.53	7.93	7.13	9.38	8.38	6.01	7.71	8.18	8.81	6.78	4.26	2.16
CaO	11.16	9.28	10.99	11.92	13.38	12.82	9.72	10.70	12.72	11.96	8.59	6.66	4.32
Na ₂ O	2.26	2.09	2.12	1.89	1.61	2.17	1.47	1.70	2.30	1.66	2.21	2.03	1.44
K ₂ O	0.55	0.99	0.58	0.41	0.05	0.54	0.34	0.81	0.45	0.56	0.97	2.37	2.45
P ₂ O ₅	0.14	0.35	0.37	0.16	0.12	0.14	0.36	0.21	0.23	0.15	0.19	0.30	0.60
LOI	0.17	0.28	0.11	0.03	-0.17	0.27	0.03	0.22	-0.17	0.80	1.05	0.49	-0.29
总量	99.53	99.70	99.51	99.55	99.56	99.53	100.55	99.54	99.52	99.63	99.74	100.27	99.88
V	398.63	200.05	303.56	284.66	359.21	256.83	376.71	360.43	283.75	519.46	215.71	277.86	132.87
Cr	67.86	133.28	279.39	222.39	443.74	716.36	67.26	198.71	473.99	431.53	307.80	230.15	4.71
Y	32.03	60.55	46.71	33.33	28.11	23.85	48.70	39.75	36.66	36.32	44.12	53.36	88.52
Zr	113.24	245.34	235.69	104.86	67.35	64.73	219.17	139.45	174.30	119.89	156.31	255.83	401.39
La	20.40	40.22	22.19	9.68	6.45	11.32	16.40	11.89	15.70	10.80	27.95	28.38	70.30
Ce	52.28	83.36	50.70	22.08	16.96	24.75	37.53	27.03	34.79	25.20	64.68	61.82	151.85
Pr	6.84	10.60	6.96	2.98	2.55	3.26	5.13	3.87	4.69	3.43	8.41	8.10	18.11
Nd	28.29	42.82	31.50	13.63	12.81	14.54	23.20	18.80	21.51	16.06	35.86	34.90	74.88
Sm	6.27	9.55	7.29	3.71	3.49	3.48	6.03	5.29	5.15	4.42	7.84	8.05	15.30
Eu	1.44	1.70	1.91	1.09	1.11	1.15	1.75	1.56	1.39	1.21	1.43	1.82	2.81
Gd	5.23	8.64	6.63	3.56	3.26	3.23	6.64	5.19	4.87	4.49	6.63	7.49	13.52
Tb	0.89	1.54	1.19	0.71	0.62	0.58	1.27	0.98	0.88	0.86	1.14	1.34	2.39
Dy	5.14	9.27	7.22	4.88	4.12	3.61	7.72	6.08	5.51	5.51	6.74	8.17	14.20
Ho	1.09	2.08	1.62	1.14	0.99	0.82	1.69	1.38	1.26	1.25	1.49	1.84	3.26
Er	2.65	5.15	3.98	2.84	2.44	2.09	4.04	3.39	3.13	3.08	3.71	4.57	7.87
Tm	0.42	0.85	0.66	0.47	0.40	0.36	0.67	0.56	0.52	0.52	0.62	0.75	1.28
Yb	2.70	5.55	4.39	3.04	2.64	2.34	4.41	3.62	3.39	3.38	4.00	4.97	7.98
Lu	0.40	0.83	0.67	0.45	0.40	0.37	0.66	0.55	0.52	0.52	0.60	0.76	1.23
Hf	4.32	8.50	6.94	4.52	3.41	3.04	7.00	4.74	6.16	3.89	5.24	7.25	9.80
Ta	1.01	1.59	1.19	1.16	0.48	0.74	1.32	0.73	1.01	0.69	0.99	1.32	2.49

(i) 石榴子石 粗粒石榴子石(Grt₂)成分环带测试分析表明, 其核-幔部分MgO(8.08%~8.77%), CaO(7.03%~8.63%)和FeO(20.60%~23.03%)含量基本稳定均匀, 端员组分为Alm_{43.4~47.8}Prp_{30.9~32.7}Grs_{16.5~22.0}; 边部MgO和CaO含量逐渐降低, 最低含量分别为 6.01%和 6.21%, FeO含量逐渐升高, 最高可达 27.74%, 端员组分为Alm_{47.4~58.3}Prp_{22.7~30.1}Grs_{13.4~19.1}. 石榴子石成分环带由核部到边部MgO和CaO含量降低而FeO含量升高的趋势, 显示其降压退变质的印记.

另外, 对于具有出溶单斜辉石的石榴子石(Grt₂), 依据BES图像统计两个不同区域出溶的单斜辉石和出溶后的石榴子石(Grt₂)的面积比例分别为 3.61%与 5.01%和 96.39%与 94.99%, 结合其矿物化学成分及

其端员组分, 重建计算出溶前石榴子石(Grt₁)的成分见表 2, 并按电价平衡的原则和阳离子总数为 8 计算了二价铁和三价铁. 从两个计算结果来看(表 2), 6 次配位的(Si+Ti) 分别为 0.051 和 0.072, 而 6 次配位的二价阳离子M 分别为 0.038 和 0.055, 两者之差正好与Na的含量(0.013 和 0.016)相同. 这不仅说明该计算结果符合石榴子石矿物晶体化学的离子占位原理, 而且表明出溶前该石榴子石(Grt₁)具有M^{VI}+(Si+Ti)^{VI} 2(Al+Cr+Fe³⁺)^{VI}和Na^{VIII}+(Si+Ti)^{VI} M^{VIII}+(Al+Cr+Fe³⁺)^{VI} (M=Ca, Mg, Fe²⁺, Mn)两种耦合替代关系, 为超Si-石榴石或含有majorite分子的石榴子石, 而且是含Na的^[38].

(ii) 单斜辉石 粗粒Cpx₂为透辉石, Al₂O₃ 含

表 2 阿尔金片麻状(含)钾长石榴辉石岩代表性矿物的电子探针分析结果(%)^{a)}

矿物名称	Grt ₂	Grt ₂	Cpx ₂	Cpx ₂	Cpx	Opx	Opx	Amp	Pl	条纹长石	
产出状态	粗粒	粗粒	粗粒	粗粒	Grt 出溶物 (5 个测点的平均值)	反应边	Cpx 出溶物	反应边	反应边	Kf	Ab
SiO ₂	39.27	39.20	50.40	50.86	51.44	53.80	52.79	42.75	61.74	64.42	64.80
TiO ₂	0.29	0.16	0.57	0.60	0.52	0.12	0.20	2.10	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.74	21.89	5.04	5.74	3.97	0.94	2.52	10.95	24.21	18.83	22.92
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.03	0.05	0.05	0.06	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00
MgO	8.37	8.56	12.26	12.21	6.52	24.03	26.60	16.27	0.02	0.00	0.05
FeO	21.77	21.04	8.14	8.76	14.24	20.99	16.49	10.67	0.12	0.00	0.09
MnO	0.35	0.54	0.00	0.00	0.06	0.00	0.23	0.04	0.02	0.02	0.00
CaO	8.38	8.35	21.25	20.80	21.71	0.41	0.43	11.71	5.62	0.21	2.97
NiO	0.11	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Na ₂ O	0.01	0.02	0.79	1.34	1.05	0.15	0.01	1.41	8.75	1.32	8.58
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.51	0.14	15.16	0.62
总量	100.31	99.76	98.48	100.00	99.59	100.49	99.64	96.46	100.64	99.99	100.04
Si	2.987	2.989	1.899	1.880	1.894	1.972	1.918	6.427	2.728	2.973	2.846
Ti	0.017	0.009	0.016	0.017	0.014	0.003	0.006	0.238	0.000	0.000	0.000
Al	1.949	1.967	0.224	0.250	0.173	0.041	0.108	1.940	1.261	1.024	1.186
Cr	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.000	0.005	0.000	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.045	0.040	0.004	0.052	0.084	0.018	0.046	0.337	+	+	+
Fe ²⁺	1.340	1.302	0.252	0.207	0.781	0.626	0.455	1.709	0.004	0.000	0.003
Mg	0.948	0.973	0.688	0.673	0.116	1.313	1.441	2.931	0.001	0.000	0.003
Mn	0.022	0.035	0.000	0.000	0.002	0.000	0.007	0.006	0.001	0.001	0.000
Ca	0.683	0.682	0.858	0.824	0.857	0.016	0.017	1.886	0.266	0.011	0.140
Ni	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.001	0.003	0.058	0.096	0.075	0.010	0.001	0.411	0.750	0.118	0.731
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.099	0.008	0.893	0.035
总量	8.000	8.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	15.449	5.020	5.020	4.944

a) Grt, Cpx, Ky, Amp及长石矿物的阳离子数分别以O=12, 6, 5, 23, 8 为基础计算; 表中“+”表示没有计算Fe³⁺

表 3 重建计算出溶前石榴子石(Grt₁)的化学成分

面积比/%	Grt ₂	96.39	94.99
	Cpx ₂	3.61	5.01
摩尔数比/%	Grt ₂	93.78	91.47
	Cpx ₂	6.22	8.53
	SiO ₂	39.96	40.24
	TiO ₂	0.18	0.189
	Al ₂ O ₃	20.77	20.36
	Cr ₂ O ₃	0.01	0.012
	FeO	20.14	19.80
	MgO	8.91	9.04
	MnO	0.51	0.50
	CaO	9.15	9.45
	NiO	0.00	0.00
	Na ₂ O	0.09	0.11
	K ₂ O	0.00	0.00
	总量	99.71	99.70
	Si	3.041	3.061
	Ti	0.010	0.011
	Al	1.863	1.825
	Cr	0.001	0.001
	Fe ³⁺	0.047	0.048
	Fe ²⁺	1.235	1.212
	Mg	1.011	1.025
	Mn	0.033	0.032
	Ca	0.746	0.770
	Ni	0.000	0.000
	Na	0.013	0.016
	K	0.000	0.000
	总量	8.000	8.000

量变化于 3.41%~6.31%之间, Na₂O为 0.66%~1.34%, 硬玉组分介于 6%~13%。石榴子石出溶的单斜辉石的 Al₂O₃含量变化于 3.60%~5.74%, Na₂O为 0.66%~1.38%之间, 硬玉组分为 3.7%~10.5%(表 3)。

(iii) 长石 包裹在石榴子石中的条纹长石, 依据BES图像统计其中钾长石与钠长石的面积比例约为 1:1.5, 结合探针分析数据估算固溶体分离前的成分为Or_{53.1}Ab_{37.2}An_{9.6}, 属三元碱性长石; 分布在石榴子石与单斜辉石反应边中的斜长石为更长石(An = 26)。

(iv) 斜方辉石 石榴子石与单斜辉石反应边中的斜方辉石的CaO含量<0.44%, Al₂O₃含量约为 1%, MgO含量(24.03%~24.56%)高于FeO含量(20.27%~20.99%), 为典型的紫苏辉石; 单斜辉石出溶的斜方辉石亦为紫苏辉石, 但Al₂O₃含量(2.52%)偏高。

(v) 角闪石 按Leake等^[39]的分类, 分布在石

榴子石与单斜辉石反应边中的角闪石为镁角闪石(Na₂O约为 1.4%), Al₂O₃的含量约为 11%。

4 温压条件

前人研究资料表明, 当石榴子石含有 3%和 5%摩尔体积的辉石组分时, 其稳定存在的压力条件分别为 6和 7 GPa^[10,40,41]。前已述及, 阿尔金片麻状(含)钾长石榴辉石岩中的石榴子石最高含>5%面积比的单斜辉石的出溶物, 由此推断该岩石峰期变质压力>7 GPa; 而选用新近校正的 majoritic-石榴子石 Si-(Al+Cr)压力计^[42], 当取Si与(Al+Cr)值分别为 3.061和 1.825(见表 2), 获其压力约为 7.3 GPa。两种方法获得的压力值基本一致, 说明估算结果是可信的。另外, 选取包裹在石榴子石(Grt₂)中的条纹长石估算的固溶体离溶前的成分(Or_{53.1}Ab_{37.2}An_{9.6}), 利用三元碱性长石温度计^[43], 获其形成温度约为 1000 °C; 同时, 岩石中的钛铁矿出溶磁铁矿, 暗示二者曾构成固溶体系列, 实验资料显示, 该固溶体至少可稳定在 960~1050 °C之间^[44]。因此, 可以认为阿尔金片麻状(含)钾长石榴辉石岩的峰期变质发生在>7 GPa和约 1000 °C的超高压条件。

5 结论

上述资料表明, 阿尔金英格利萨依一带片麻状(含)钾长石榴辉石岩经历了复杂多阶段的变质演化, 其峰期变质矿物组合可能是 Grt₁+ Cpx₁+ Kf₁+ SiO₂相(可能为柯石英), 副矿物有磷灰石和钛铁矿, 其中石榴子石、单斜辉石、钾长石、磷灰石和钛铁矿均发育出溶结构。统计石榴子石出溶的单斜辉石的面积比最高>5%, 重建出溶前该石榴子石(Grt₁)单位分子式中的Si值高达 3.061, 晶体化学分析显示具有M^{VI}+(Si+Ti)^{VI} 2(Al+Cr+Fe³⁺)^{VI}和Na^{VIII}+(Si+Ti)^{VI} M^{VIII}+(Al+Cr+Fe³⁺)^{VI} (M=Ca, Mg, Fe²⁺, Mn)两种耦合替代关系, 为含Na的超Si-石榴石或含有majorite分子的石榴子石。依据石榴子石含辉石摩尔体积压力计和majoritic-石榴子石 Si-(Al+Cr)压力计估算其变质压力>7 GPa, 利用三元碱性长石温度计和钛铁矿-磁铁矿固溶体的实验资料获其形成温度约 1000 °C。

地球化学特征表明, 区内片麻状(含)钾长石榴辉

石岩中的变质基性岩石的原岩属于板内岩浆系列, 原岩可能来源于富集地幔, 并有陆壳混染的影响; 而其中变质中性岩石的 REE 配分型式与变质基性岩石一致, 并具有较明显的负 Eu 异常, 说明它们的原岩可能是同一岩浆源区基性岩浆经分离结晶作用演化的结果, 显然是大陆下岩石圈地幔基性岩浆演化的产物。

阿尔金英格利萨依一带超高压片麻状(含)钾长石榴辉石岩的确定及其新获得的峰期变质条件(>7 GPa和约 1000 °C), 结合与其伴生的超高压石榴子石二辉橄榄岩的发现^[32]和超高压含石榴子石花岗质片麻岩的研究^[33], 不仅证明区内超高压岩石的形成是陆壳深俯冲作用的产物, 而且表明这种深俯冲可能达到大于 200 km 的地幔深处。这对深入探讨阿尔金乃至中国西部碰撞造山带形成与演化的动力学机制提供了新的证据。

致谢 北京大学地质学系舒桂明高级工程师、中国科学院地质与地球物理研究所徐平博士分别协助进行了矿物成分的电子探针分析, 中国科学院地质与地球物理研究所叶凯和杨建军研究员提供了多方面的指点与帮助, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- Smith D C. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 1984, 310: 641~644[DOI]
- Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: A first record and some consequences. *Contrib Mineral Petrol*, 1984, 86: 107~118[DOI]
- Sobolev N V, Shatsky V S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks. *Nature*, 1990, 343: 742~756[DOI]
- Xu S T, Okey A I, Ji S, et al. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. *Science*, 1992, 256: 80~82
- Smith D C. A review of the peculiar mineralogy of the "Norwegian coesite-eclogite province", with crystal-chemical, petrological, geochemical, and geodynamical notes and an extensive bibliography. In: Smith D V, ed. *Eclogites and Eclogite-Facies Rocks*. Amsterdam: Elsevier, 1988. 1~206
- Recker H, Altherr R. Evidence from ultra-high-pressure marbles for recycling of sediments into the mantle. *Nature*, 1992, 358: 745~748[DOI]
- Dobrzhinetskaya L, Green II H W, Wang S. Alpe Aram: A peridotite massif from depths of more than 300 kilometers. *Science*, 1996, 271: 1841~1846
- Hacker B R, Sharp T, Zhang R Y, et al. Determining the origin of ultra-high-pressure lherzolite. *Science*, 1997, 278: 702~704[DOI]
- Green II H W, Dobrzhinetskaya L. Determining the origin of ultrahigh-pressure lherzolite (Response). *Science*, 1997, 278: 704~707
- Van Roermund H L M, Drury M R. Ultra-high pressure (P>6 GPa) garnet peridotites in Western Norway: Exhumation of mantle rocks from >185km depth. *Terra Nova*, 1998, 10: 295~301[DOI]
- 金振民, 金淑燕, 高山, 等. 大别山超高压岩石形成深度局限于 100~150km 吗? ——针状钛铬磁铁矿的发现及动力学意义的思考. *科学通报*, 1998, 43 (7): 767~771
- Bozhilov K, Green H W, Dobrzhinetskaya L. Clinoesstatite in Alpe Arami peridotite: additional evidence of very high-pressure. *Science*, 1999, 284: 128~132[DOI]
- Ye K, Cong B L, Ye D N. The possible subduction of continental material to depths greater than 200km. *Nature*, 2000, 407: 734~736[DOI]
- Schmadicke E, Muller W F. Unusual exsolution phenomena in omphacite and partial replacement of phengite by phlogopite+kyanite in an eclogite from the Erzgebirge. *Contrib Mineral Petrol*, 2000, 139: 629~642[DOI]
- Evripidis D M, Dimitris K K. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: A new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth and planetary Science Letters*, 2001, 192: 497~506[DOI]
- Ogasawara Y, Fukasawa K, Maruyama S. Coesite exsolution from supersilicic titanite in UHP marble from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *American Mineralogist*, 2002, 87: 454~461
- Dobrzhinetskaya L F, Schweinehage R, Massonne H J, et al. Silica precipitates in omphacite from eclogite at Alpe Arami, Switzerland: Evidence of deep subduction. *J metamorphic Geol*, 2002, 20: 481~492[DOI]
- Zhu Y, Ogasawara Y. Phlogopite and coesite exsolution from super-silicic clinopyroxene. *International Geology Review*, 2002, 44: 831~836
- Green II H W, Dobrzhinetskaya L, Bozhilov K. Mineralogical and experimental evidence for very deep exhumation from subduction zone. *Journal of Geodynamics*, 2000, 30: 61~76[DOI]
- 车自成, 刘良, 罗金海. 阿尔金高压变泥质岩石的发现及其产出环境. *科学通报*, 1995, 40(14): 1298~1300
- 刘良, 车自成, 王焰, 等. 阿尔金西段榴辉岩的确定及其地质意义. *科学通报*, 1996, 41 (14): 1458~1488
- 刘良, 车自成, 王焰, 等. 1998. 阿尔金茫崖地区早古生代蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄证据. *科学通报* 43(8):880~882
- 车自成, 刘良, 刘洪福, 等. 阿尔断裂系的组成及相关中生代含油气盆地的成因特征. *中国区域地质*, 1998, 17(4): 375~384
- 刘良, 车自成, 王焰, 等. 阿尔金高压变质岩带的特征及其构造意义. *岩石学报*, 1999, 15, 57~64

- 25 张建新, 张泽明, 许志琴, 等. 阿尔金构造带西段榴辉岩的 Sm-Nd 及 U-Pb 年龄——阿尔金构造带中加里东期山根存在的证据. *科学通报*, 1999, 44(10): 1109~1112
- 26 崔军文, 唐哲民, 邓晋福, 等. 阿尔金断裂系. 北京: 地质出版社, 1999. 1~230
- 27 许志琴, 杨经绥, 张建新, 等. 阿尔金断裂两侧构造单元的对比如岩石圈剪切机制. *地质学报*, 1999, 73(3): 193~205
- 28 Sobel E R, Arnaud N. A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW China. *Tectonics*, 1999, 18: 64~74
- 29 Liu L, Che Z C, Wang Y, et al. A discussion on the structure and tectonic evolution of the Altyn Tagh orogenic Zone. *Earth Sci Fron.*, 2000, 7 (Suppl): 206
- 30 Zhang J X, Zhang Z M, Xu, Z Q, et al. Petrology and geochronology of eclogite from the western segment of the Altyn Tagh, northwestern China. *Lithos*, 2001, 56: 187~206[DOI]
- 31 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993. 1~250
- 32 刘良, 孙勇, 肖培喜, 等. 阿尔金发现超高压(>3.8 GPa)石榴石二辉橄榄岩. *科学通报*, 2002, 47(9): 657~662[摘要][PDF]
- 33 刘良, 孙勇, 罗金海, 等. 阿尔金英格利萨依花岗岩质片麻岩超高压变质. *中国科学, D辑*, 2003, 33(12): 1184~1192[摘要][PDF]
- 34 Moore R O, Gurney J J. Pyroxene solid solution in garnets included in diamond. *Nature*, 1985, 318: 553~555[DOI]
- 35 Irifune T. An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the constitution of the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1987, 45: 324~336[DOI]
- 36 Cabanis B, Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-nb/18: un outil pour La discriminatio de series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *C R Acad Sci, Ser II*, 1989, 309, 2023~2029
- 37 Wood D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 50: 11~30[DOI]
- 38 杨家喜, 刘良. 超硅石榴石的耦合类质同象置换及辉石、金红石、磷灰石和石英的出溶. *科学通报*, 2003, 48 (22): 2374~2379[摘要][PDF]
- 39 Leak B E, Woolley A R, Aros C E S, et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 1997, 61: 295~321
- 40 van Roermund H L M, Drury M R, Barnhoorn A, et al. Super-silicic garnet microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep(>6 GPa) origin. *J Metamorphic Geol*, 2000, 18: 135~147[DOI]
- 41 van Roermund H L M, Drury M R, Barnhoorn A, et al. Relict majoritic garnet microstructures from ultra-deep orogenic peridotites in Western Norway. *Journal of Petrology*, 2001, 42: 117~130[DOI]
- 42 Collerson K D, Hapugoda S, Kamber B S, et al. Rock from the mantle transition zone: majorite-bearing xenoliths from Malaita, southwest Pacific. *Science*, 2000, 288: 1215~1223[DOI]
- 43 Fuhrman M, Lindsley D H. Ternary feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 1988, 73: 201~215
- 44 Anderson D J, Lindsley D H. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 1988, 73: 714~726