

北太行山燕山期中酸性岩体中暗色包体的成因: 岩石学、地球化学和锆石 Hf-O 同位素证据

陈斌*, 贺敬博, 马星华

造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

* E-mail: binchen@pku.edu.cn

收稿日期: 2009-02-24; 接受日期: 2009-05-29

国家自然科学基金(批准号: 40625005, 40821002)和国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB403501)资助

摘要 报道太行山燕山期中酸性岩体中暗色包体的锆石 Hf-O 同位素, 并结合包体的岩石学、全岩化学和 Nd-Sr 同位素的研究, 试图揭示暗色包体的成因. 暗色包体细粒并具岩浆结构, 有的被强烈拉长, 但没有固态变形. 这些特征表明包体和寄主岩石曾是共存的、但成分截然不同的岩浆. 暗色包体含丰富的含水矿物(角闪石和黑云母), 辉石普遍具有角闪石反应边, 斜长石斑晶具有复杂的成分和结构不平衡. 对比暗色包体和相邻寄主岩石发现, 包体化学成分与相邻寄主岩石密切相关, 但其 ϵ_{Nd} 值通常比相邻寄主岩石高, 虽然两者 Sr 同位素成分类似. 暗色包体中锆石 Hf 同位素变化很大($\epsilon_{\text{Hf}} = -10 \sim -22$), 指示其两种岩浆混合的特点. 锆石 O 同位素变化也较大($\delta^{18}\text{O} = 5.5\% \sim 7.8\%$), 与壳幔岩浆混合的模式一致. 包体成因可能是这样的: 经历了橄榄石和辉石分离结晶之后的玄武质岩浆首先在地壳深部与壳源花岗质熔体发生混合形成混浆, 再强力注入到上覆酸性岩浆房, 并分散成小岩浆团(即形成暗色包体的岩浆). 包体岩浆随后与酸性岩浆在接触边界发生斜长石等晶体的双向交换, 以及流体和 Na, P, Y, Nb 和 Pb 等元素向包体内的化学扩散.

关键词

暗色包体
斜长石环带
Nd-Sr 同位素
锆石 Hf-O 同位素
岩浆混合

中酸性岩体中暗色包体的成因一直是争论的问题, 其成因模式主要包括: (1) 同源岩浆分离结晶体^[1,2], (2) 下地壳源区的残留体^[2,3]以及(3) 基性岩浆和酸性岩浆混合而成^[4~10]. 越来越多的研究表明, 大部分暗色包体是岩浆混合的结果. 然而, 对岩浆混合机理等问题依然有争论. 比如, Wiebe 等^[8]认为暗色包体由经历了相当演化的玄武质岩浆与酸性岩浆在深部混合而成, 而包体注入到酸性寄主岩浆之后与寄主岩浆之间的交换很微弱. 另外一些学者则认为包体与寄主岩石之间的组分交换作用对包体的化学

成分变化起重要作用^[6,9,11~14], 但具体的成分交换机制并不清楚^[6,7,13,15,16]. 华北克拉通东部燕山期中酸性岩体中分布大量的暗色包体, Yang 等^[17]对胶东和辽东中生代岩体中暗色包体的全岩 Nd-Sr 同位素和锆石 Hf 同位素进行细致研究, 并揭示出包体具有岩浆混合的成因特点. Chen 等^[18]曾对太行山中生代岩体中的包体进行过详细的岩石学和地球化学研究, 也认为包体主要形成于壳幔相互作用的复杂过程. 本文将在这些研究基础上, 对已经发表的数据进行更深入的挖掘和解释, 同时也报道新的岩石学数据和锆

石 Hf-O 同位素数据, 试图揭示暗色包体在注入到寄主岩浆之前和之后的演化历史.

1 野外关系与岩石学

华北克拉通东部在中生代期间构造活化而形成大面积岩浆岩^[19,20], 太行山造山带是最西部的岩浆岩带(图 1). 北太行山岩体主要岩石类型是二长闪长岩、石英二长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩, 这些中酸性岩体中暗色包体很常见. 此外, 太行山造山带出露少量的中生代基性小岩体(如涞源辉长岩和辉长闪长岩体)^[19,21]. 陈斌等^[19]报道这些中酸性岩体的年龄在 128~(131 ± 2) Ma 之间(锆石 U-Pb), 并获得涞源辉长岩体的锆石 U-Pb 年龄为 (138 ± 2) Ma, 比中酸性岩体稍老. 最近, Chen 等^[18]获得暗色包体中锆石 U-Pb 年龄为 128~(129 ± 2) Ma, 与中酸性寄主岩石类

似.

暗色包体详细的野外关系和岩石学特征已经在 Chen 等^[18]中给出, 总结如下:

(1) 暗色包体在岩体中通常稀疏分布(图 2(a)), 个别地方相对密集, 大小为几个到几十个厘米, 椭圆状或透镜状, 粒度明显比寄主岩石细小. 包体被不同程度地拉长(图 2(b)), 但并没有固态变形, 表明包体和寄主岩石代表两种共存但成分截然不同的岩浆^[22,23]. 这得到包体中斜长石板条、角闪石和黑云母等定向排列而不见塑性变形的现象的支持^[18], 因为这种定向显然是在足够多的熔体介质中形成.

(2) 暗色包体在成分上包括闪长岩、石英闪长岩和二长闪长岩等, 但以闪长岩为主. 主要矿物组合是斜长石(50%~65%)、角闪石(20%~30%)、单斜辉石(5%~8%)、黑云母(5%~10%), 少量的石英和钾长石,

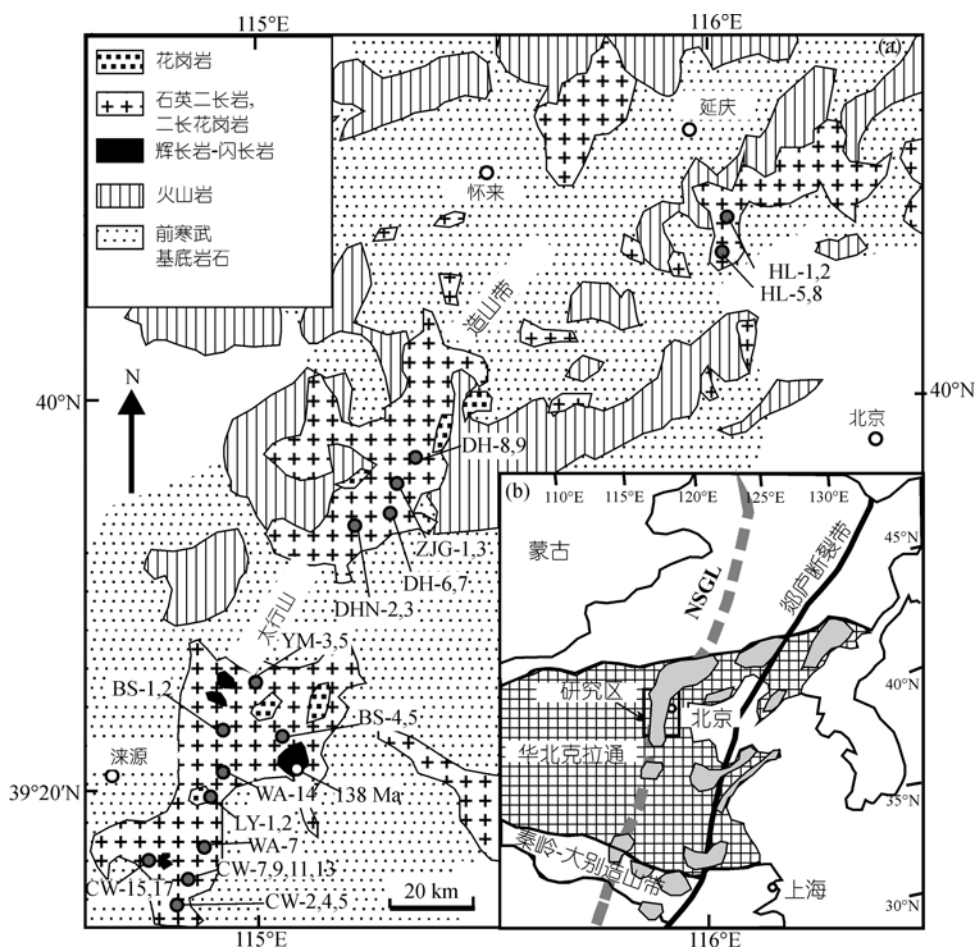


图 1

(a) 太行山燕山期岩体地质简图; (b) 华北克拉通东部燕山期岩浆岩分布(据文献[18])

以及微量的磁铁矿、榍石、磷灰石和锆石。包体的结构有等粒状, 也有斑状结构, 基质中斜长石是细小板条状, 环带明显, 是典型的岩浆结构^[18]。石英和钾长石分布在斜长石粒间, 偶尔见钾长石嵌晶(图 2(c)). 单斜辉石总是被角闪石反应边包裹(图 2(d)).

(3) 包体和寄主岩石中的斜长石斑晶都显示复杂的成分和结构不平衡^[18], 这得到我们新的数据的支持(表 1, 图 3)。图 3(a)是包体中斜长石斑晶, 核部具熔蚀港湾状, 成分均一(An_{31-34})。该核部被形态相对规则的富钙(An_{54-58})斜长石包裹, 后者又被富钠的斜长石(An_{22-25})包裹, 不同环带之间界线截然。图 3(b)是寄主岩石中斜长石斑晶, 具有不规则的富钙的核(An_{53-57}), 被富钠的斜长石包裹(An_{38-20}), 两者成分变化截然。其边非常富钠(An_{20}), 并与包体中斜长石富

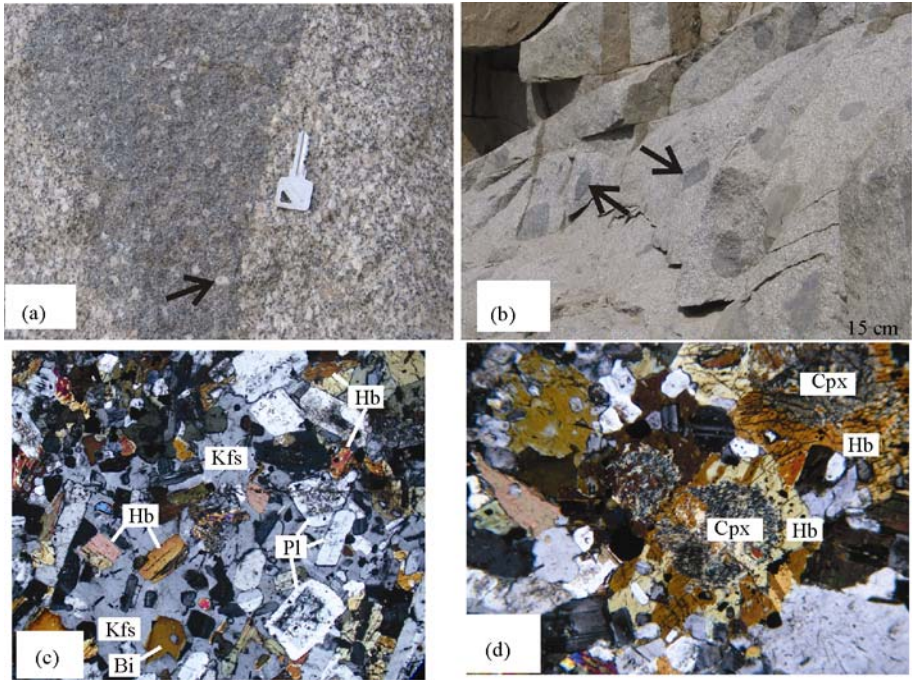


图 2

(a) 暗色包体稀疏分布在岩体中, 含斜长石斑晶(箭头所示); (b) 暗色包体密集分布, 并被不同程度拉长(箭头所示); (c) 暗色包体中嵌晶状钾长石包裹自形斜长石、角闪石和黑云母等(照片长 1.5 mm)。 (d) 暗色包体中单斜辉石有角闪石反应边(照片长 1.5 mm)。 Pl, 斜长石; Hb, 角闪石; Bi, 黑云母; Cpx, 单斜辉石; Kfs, 钾长石

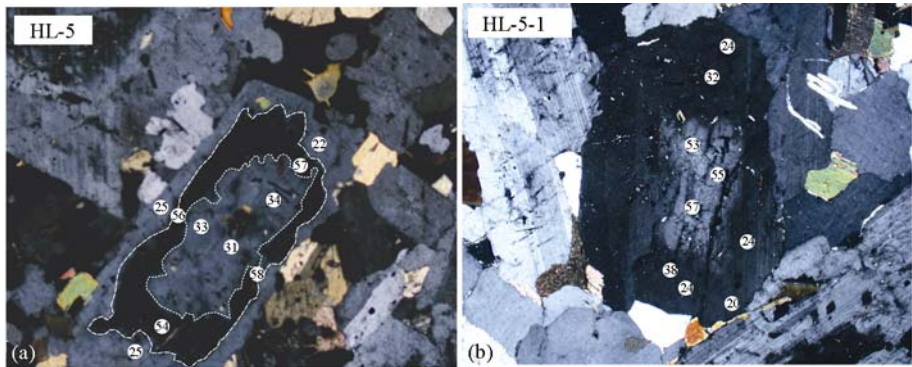


图 3

(a) 暗色包体中斜长石斑晶, 圈内数字是其 An 值(见表 1); (b) 寄主岩石中斜长石斑晶, 圈内数字是其 An 值(见表 1)

表 1 斜长石电子探针分析^{a)}

点号	HL-5.1	HL-5.2	HL-5.3	HL-5.4	HL-5.5	HL-5.6	HL-5.7	HL-5.8	HL-5.9	HL-5.10
SiO ₂	62.13	54.15	60.56	59.36	53.1	62.56	53.26	59.7	53.85	61.91
Al ₂ O ₃	23.06	28.48	24.29	25.01	29.32	22.6	29.3	24.99	28.75	23.49
FeO	0.226	0.197	0.201	0.197	0.168	0.174	0.207	0.188	0.221	0.157
MgO	0.005	0.003	0.007	0.026	0.006	0	0.004	0	0.002	0.012
CaO	5.13	11.63	6.42	7.05	12.17	4.57	12.04	6.83	11.54	5.02
K ₂ O	0.36	0.191	0.428	0.374	0.136	0.29	0.125	0.32	0.136	0.23
Na ₂ O	8.44	5.34	7.64	7.35	5.08	8.77	4.7	7.29	5	8.31
总量	99.40	100.04	99.71	99.45	100.07	99.06	99.71	99.34	99.55	99.23
An	25	54	31	34	57	22	58	33	56	25
Ab	73	45	67	64	43	76	41	65	44	74
Or	2	1	2	2	1	2	1	2	1	1

点号	HL5-1.1	HL5-1.2	HL5-1.3	HL5-1.4	HL5-1.5	HL5-1.6	HL5-1.7	HL5-1.8	HL5-1.9
SiO ₂	61.38	60.24	53.65	54.16	53.26	61.39	58.64	64.98	61.89
Al ₂ O ₃	23.42	24.6	29.18	28.46	29.01	23.47	25.5	21.89	23.18
FeO	0.158	0.099	0.162	0.081	0.145	0.166	0.499	0.203	0.195
MgO	0.005	0.02	0.013	0	0.006	0.008	0.007	0.033	0
CaO	5.24	6.64	11.11	11.43	12.24	5.17	7.81	3.83	5.09
K ₂ O	0.211	0.247	0.149	0.153	0.134	0.393	0.249	0.23	0.266
Na ₂ O	8.83	7.55	5.32	5.28	5.09	8.67	6.85	8.42	8.7
总量	99.24	99.44	99.70	99.56	99.14	99.34	99.71	99.66	99.48
An	24	32	53	55	57	24	38	20	24
Ab	74	66	46	48	42	74	60	79	74
Or	1	1	1	1	1	2	1	1	1

a) 在北京大学完成(JXA-8100 探针仪), 加速电压和束斑电流分别是 15 kV 和 10 nA. HL-5 为暗色包体, HL-5-1 为寄主岩石

钠的边(An₂₂)成分相似.

2 全岩主要和微量元素

Chen 等^[18]报道了暗色包体的主要元素和微量元素数据. 包体的化学成分变化很大(SiO₂ = 52%~64%, MgO = 6.3%~1.8%), 其中 MgO, FeO, CaO 和 TiO₂ 与 SiO₂ 呈线性负相关, 而其他元素则显示离散^[18]. 图 4 用来比较包体与同期基性岩和寄主岩石的成分关系. 可见大部分包体的 Na₂O, Pb, Y, Nb, 以及部分样品的 P₂O₅, K₂O(和 Rb) 相对于寄主岩石和基性岩石富集, 而 Sr, Ba 和 Zr 则亏损.

3 全岩 Nd-Sr 同位素

全岩 Nd-Sr 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成, 详细的分析流程见文献[25, 26]及 相关文献. 暗色包体的 $\epsilon_{Nd}(t) = -10 \sim -15$, 而其 Sr 同位素比值为中等程度富集而且变化不大(0.7059~0.7067)^[18]. 这与同期基性岩类似^[25,26]. 为了反映包体与寄主岩石之间同位素关系, 我们把每个

暗色包体与其紧邻的寄主岩石的 Nd-Sr 同位素进行对比(表 2, 图 5). 从图 5(a)中可见, 多数包体的 ϵ_{Nd} 与相邻寄主岩石相比不同程度偏高, 部分包体与寄主岩石 Nd 同位素成分相似. 然而, 包体与寄主岩石的 Sr 同位素成分几乎一样(图 5(b)).

4 锆石 Hf-O 同位素

锆石 Hf 同位素原位测量在中国科学院地质与地球物理研究所完成, 将激光剥蚀系统连接到 Neptune MC-ICPMS 质谱仪上. 激光剥蚀点大小是 63 或 32 μm (取决于锆石大小). ¹⁷⁶Lu 对 ¹⁷⁶Hf 的干扰校正是基于 ¹⁷⁵Lu 的测量; ¹⁷⁶Yb 对 ¹⁷⁶Hf 的干扰校正是基于 Hf 同位素测量过程中获得的 ¹⁷⁶Yb/¹⁷²Yb = 0.5887 和 β_{Yb} 平均值. 测量过程中标样锆石的 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 和 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值分别是 0.282294 ± 15 ($2\sigma_n$, $n=20$) 和 0.00031(详细见文献[27]).

选择 3 个暗色包体(CW-4, CW-9, CW-11)中锆石做 Hf 同位素测量, 结果见表 3 和图 6(注意已发表的寄主岩石和包体中锆石 Hf 同位素数据^[18]也示于图中参

考). CW-4 CW-9 和CW-11 中锆石Hf同位素成分变化 都很大, 分别是 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -14 \sim -25$ (31 颗锆石), $-14 \sim$

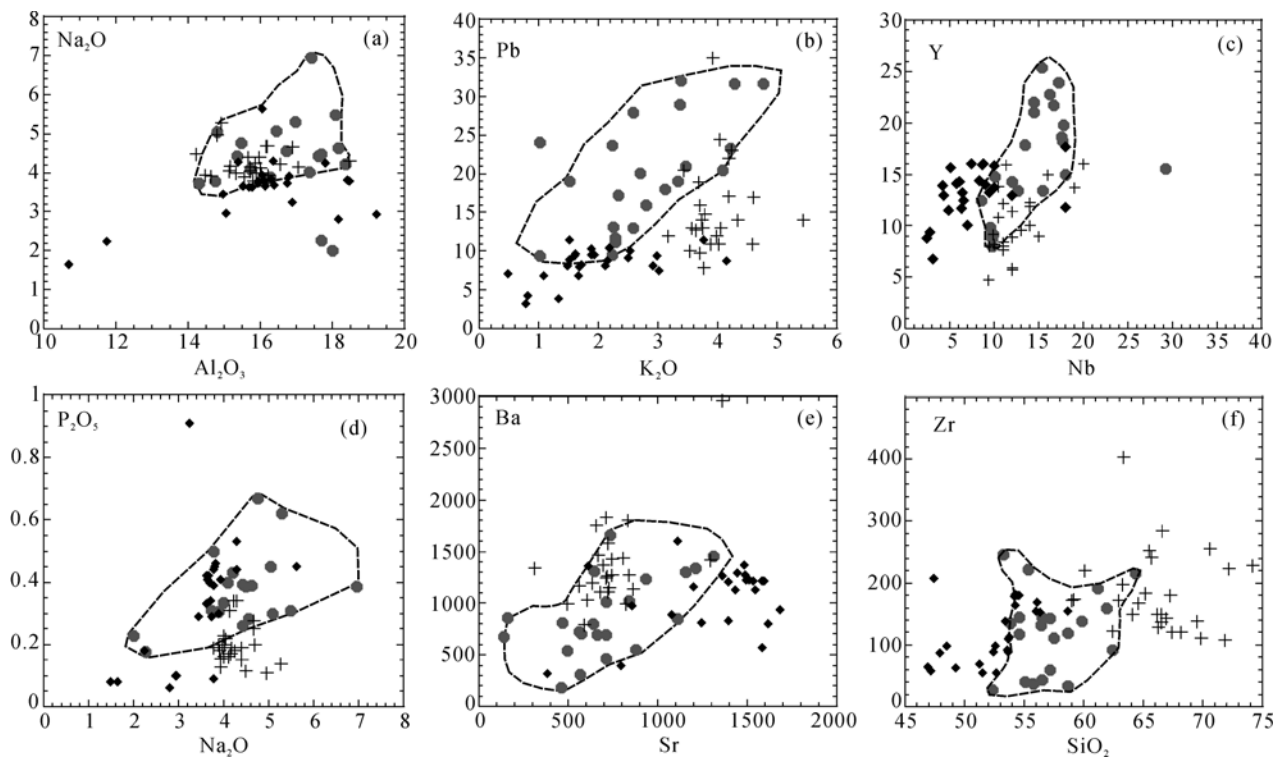


图 4

暗色包体中不同元素对的相关图, 同期基性岩和寄主岩石也示于图中比较(数据来自文献[18, 21, 24]). 红色点、黑色菱形和十字分别代表暗色包体、基性岩和寄主岩石

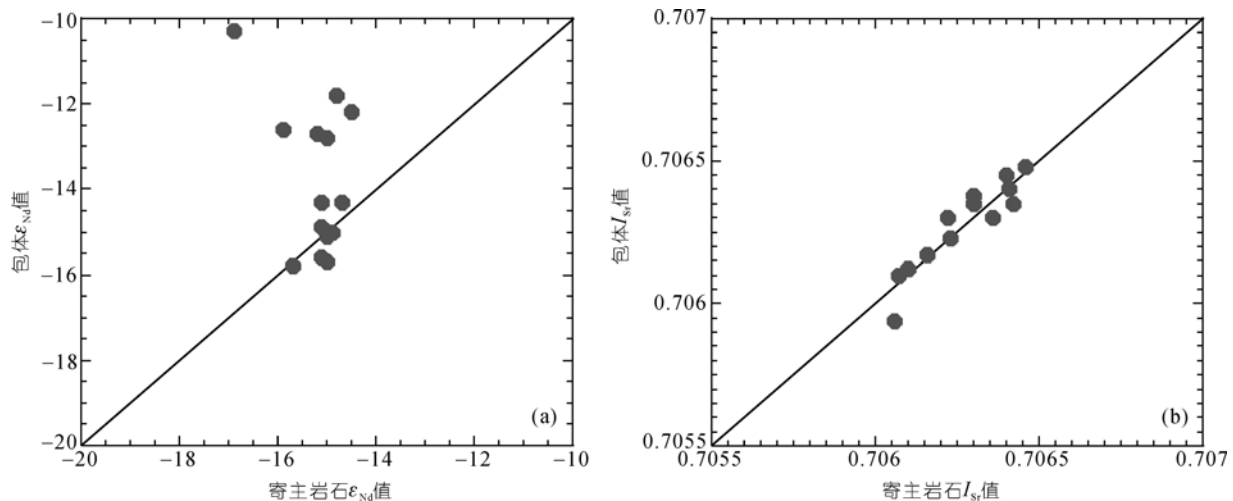


图 5 暗色包体和相邻寄主岩石的 Nd 同位素成分(a)和 Sr 同位素成分(b)对比

-22 (25 颗锆石)和 $-10 \sim -16$ (18 颗锆石). 然而, CW-9 中一颗锆石具有非常低的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-35). 这可能是来自老地壳的捕获锆石.

锆石原位氧同位素分析在中国科学院地质与地

球物理研究所离子探针实验室的Cameca IMS-1280 型双离子源多接收器二次离子质谱仪(SIMS)上进行(详见李献华等^[30]). 将做过锆石U-Pb定年和Hf同位素的样品靶再次磨去 $\sim 5 \mu\text{m}$, 以消除前期实验造成的

氧污染. 用强度为~2 nA一次 ¹³³Cs⁺离子束通过 10 kV 加速电压轰击样品表面, 样品表面信号采集大小约

表 2 暗色包体和相邻寄主岩石对的 Nd-Sr 同位素数据

样品 编号	岩石 类型	SiO ₂ / wt%	Rb/ ppm	Sr/ ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	I _{Sr}	Sm /ppm	Nd/ ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	ε _{Nd} (0)	f _{Sm/Nd}	ε _{Nd} (t)
BS-2	host	71.9	67.3	587	0.333	0.709694	12	0.70908	2.80	19.8	0.086	0.511790	10	-16.5	-0.57	-14.7
^{a)} BS-1	enclave	62	80.3	1309	0.177	0.706244	14	0.70592	4.46	28.4	0.095	0.511818	13	-16.0	-0.52	-14.3
BS-5	host	69.5	108	620	0.505	0.706993	14	0.70606	0.32	2.3	0.085	0.511769	14	-16.9	-0.57	-15.1
^{a)} BS-4	enclave	64.3	83.6	1034	0.234	0.706371	11	0.70594	4.73	30.8	0.093	0.511816	14	-16.0	-0.53	-14.3
HL-2	host	60.1	71.1	882	0.233	0.706788	15	0.70636	6.17	37.6	0.099	0.511781	15	-16.7	-0.50	-15.1
^{a)} HL-1	enclave	53.3	65.7	948	0.200	0.706667	13	0.70630	7.97	46.5	0.104	0.511794	12	-16.5	-0.47	-14.9
HL-8	host	63.3	69.4	709	0.283	0.706937	13	0.70641	9.92	61.8	0.097	0.511782	12	-16.7	-0.51	-15.0
^{a)} HL-5	enclave	55.3	48.3	865	0.162	0.706701	14	0.70640	7.49	43.1	0.105	0.511785	12	-16.6	-0.47	-15.1
DHN-2	host	66.5	84.1	714	0.341	0.706731	12	0.70610	4.43	29.6	0.090	0.511743	12	-17.5	-0.54	-15.7
^{a)} DHN-3	enclave	53.8	119	606	0.567	0.707167	13	0.70612	4.87	32.3	0.091	0.511740	11	-17.5	-0.54	-15.8
^{b)} DH-6	host	66.2	87.5	723	0.349	0.706718	17	0.70607	4.21	27.4	0.093	0.511774	6	-16.9	-0.53	-15.1
^{b)} DH-7	enclave	54.6	89.3	699	0.369	0.706781	12	0.70610	4.61	31.6	0.088	0.511748	14	-17.4	-0.55	-15.6
^{b)} DH-9	host	66.5	88.5	668	0.383	0.70713	18	0.70640	4.89	32.7	0.090	0.511782	15	-16.7	-0.54	-14.9
^{b)} DH-8	enclave	57.2	62.5	647	0.279	0.706861	12	0.70635	6.54	39.2	0.101	0.511754	9	-17.2	-0.49	-15.7
^{b)} YM-3	host	62.4	96.8	851	0.329	0.706765	20	0.70616	5.76	37.6	0.093	0.511784	8	-16.7	-0.53	-14.9
^{b)} YM-5	enclave	56.5	63.4	1125	0.163	0.706475	15	0.70617	5.50	34.2	0.097	0.511787	8	-16.6	-0.51	-15.0
^{b)} ZG-4	host	66.6	148	559	0.762	0.707630	15	0.70622	7.23	49.4	0.089	0.511730	8	-0.55	-17.7	-15.9
^{a)} CW-5	enclave	58.7	134	559	0.697	0.707588	10	0.70630	8.68	52.9	0.099	0.511910	6	-14.2	-0.50	-12.6
^{b)} WA-7	host	67.3	59.3	845	0.203	0.706662	14	0.70630	4.62	31.3	0.089	0.511681	11	-0.55	-18.7	-16.9
^{a)} CW-7	enclave	54.6	111	466	0.691	0.707622	11	0.70635	9.85	57.4	0.104	0.512029	6	-11.9	-0.47	-10.3
^{b)} WA-30	host	66.9	91.9	769	0.345	0.706937	14	0.70630	4.80	32.5	0.089	0.511768	8	-0.55	-17.0	-15.2
^{a)} CW-17	enclave	55.1	45.7	460	0.288	0.706914	10	0.70638	9.83	50.1	0.119	0.511923	8	-13.9	-0.40	-12.7
^{b)} WA-14	host	64.6	104	756	0.396	0.706960	16	0.70623	5.08	34.1	0.090	0.511778	8	-0.54	-16.8	-15.0
^{a)} LY-1	enclave	57.5	80.1	637	0.365	0.706901	11	0.70623	9.61	65.1	0.089	0.511893	7	-14.5	-0.55	-12.8

a) 数据来自文献[18], b) 数据来自文献[26], 其他是本文数据. host, 寄主岩石; enclave, 包体

表 3 暗色包体中锆石 Hf-O 同位素原位测量

样品编号	t/Ma	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2σ _m	ε _{Hf} (0)	ε _{Hf} (t)	δ ¹⁸ O (‰)	±2σ
CW-4-1	129	0.0470	0.0010	0.282152	0.282170	29	-21.3	-18.5	7.3	0.2
2	129	0.0224	0.0007	0.282183	0.282201	23	-20.2	-17.4	7.8	0.2
3	129	0.0260	0.0006	0.282235	0.282253	20	-18.4	-15.6	6.8	0.2
4	129	0.0272	0.0006	0.282162	0.282180	23	-20.9	-18.2	8.1	0.3
5	129	0.0219	0.0006	0.282228	0.282246	25	-18.6	-15.8	7.2	0.3
6	129	0.0187	0.0005	0.282085	0.282103	23	-23.7	-20.9	7.1	0.2
7	129	0.0254	0.0007	0.282198	0.282216	23	-19.7	-16.9	7.1	0.3
8	129	0.0231	0.0006	0.282164	0.282182	23	-20.9	-18.1	7.7	0.2
9	129	0.0340	0.0008	0.282158	0.282176	18	-21.1	-18.3	6.4	0.3
10	129	0.0656	0.0016	0.282167	0.282185	27	-20.8	-18.1	7.2	0.3
11	129	0.0247	0.0006	0.282138	0.282156	28	-21.8	-19.0	7.6	0.3
12	129	0.0329	0.0008	0.282228	0.282246	24	-18.6	-15.8	7.4	0.3
13	129	0.0409	0.0010	0.282255	0.282273	25	-17.6	-14.9	7.7	0.2
14	129	0.0335	0.0008	0.282214	0.282232	21	-19.1	-16.3	6.7	0.3
15	129	0.0374	0.0009	0.282091	0.282109	23	-23.5	-20.7	7.3	0.3
16	129	0.0322	0.0008	0.282175	0.282193	23	-20.5	-17.7	7.6	0.3
17	129	0.0343	0.0008	0.281963	0.281981	25	-28.0	-25.2	7.8	0.3
18	129	0.0308	0.0007	0.282202	0.282220	23	-19.5	-16.8	7.6	0.2
19	129	0.0245	0.0006	0.282155	0.282172	26	-21.2	-18.4	7.1	0.3
20	129	0.0250	0.0007	0.282161	0.282179	23	-21.0	-18.2	7.6	0.3
21	129	0.0226	0.0007	0.282218	0.282236	30	-18.9	-16.2	6.6	0.2

22	129	0.0505	0.0012	0.282164	0.282182	28	-20.9	-18.2	7.3	0.3
续表 3										
样品编号	<i>t</i> /Ma	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2σ _m	ε _{Hf} (0)	ε _{Hf} (t)	δ ¹⁸ O/‰	±2σ
23	129	0.0228	0.0006	0.282148	0.282166	23	-21.4	-18.6	7.3	0.3
24	129	0.0231	0.0006	0.282151	0.282169	26	-21.3	-18.6	7.0	0.2
25	129	0.0388	0.0009	0.282141	0.282159	24	-21.7	-18.9	7.0	0.3
26	129	0.0321	0.0008	0.282226	0.282244	21	-18.7	-15.9	6.6	0.3
27	129	0.0220	0.0006	0.282241	0.282259	21	-18.1	-15.3	6.3	0.2
28	129	0.0302	0.0007	0.282139	0.282157	24	-21.8	-19.0	7.7	0.2
29	129	0.0399	0.0009	0.282176	0.282194	23	-20.4	-17.7	6.9	0.2
30	129	0.0270	0.0007	0.282209	0.282227	34	-19.3	-16.5	7.4	0.2
31	129	0.0512	0.0017	0.282239	0.282257	34	-18.2	-15.5	6.8	0.2
CW-9-1	129	0.0285	0.0008	0.282188	0.282206	24	-20.0	-17.3	6.2	0.3
2	129	0.0304	0.0010	0.282177	0.282195	24	-20.4	-17.7		
3	129	0.0294	0.0009	0.282207	0.282225	23	-19.3	-16.6	6.6	0.3
4	129	0.0331	0.0010	0.282179	0.282197	26	-20.3	-17.6	6.8	0.2
5	129	0.0264	0.0006	0.282227	0.282245	23	-18.6	-15.9	6.4	0.3
6	129	0.0381	0.0009	0.282128	0.282146	25	-22.1	-19.4	6.3	0.3
7	129	0.0243	0.0007	0.282209	0.282227	29	-19.3	-16.5	6.5	0.4
8	129	0.0212	0.0005	0.282231	0.282249	24	-18.5	-15.7	6.4	0.3
9	129	0.0230	0.0005	0.282147	0.282165	33	-21.5	-18.7	6.9	0.2
10	129	0.0407	0.0010	0.282244	0.282262	33	-18.0	-15.3	7.7	0.2
11	129	0.0471	0.0011	0.282168	0.282186	26	-20.7	-18.0	6.4	0.2
12	129	0.0237	0.0006	0.282167	0.282185	31	-20.7	-18.0	6.3	0.3
13	129	0.0515	0.0011	0.282175	0.282193	34	-20.5	-17.7	6.9	0.4
14	129	0.0348	0.0008	0.282235	0.282253	36	-18.4	-15.6	6.5	0.4
15	129	0.0376	0.0009	0.282269	0.282287	36	-17.2	-14.4	6.2	0.4
16	129	0.0134	0.0003	0.281695	0.281712	24	-37.5	-34.7	6.1	0.2
17	129	0.0398	0.0009	0.282267	0.282285	39	-17.2	-14.5	5.9	0.3
18	129	0.0173	0.0005	0.282065	0.282083	28	-24.4	-21.6		
19	129	0.0223	0.0005	0.282188	0.282206	31	-20.0	-17.2	5.6	0.3
20	129	0.0374	0.0008	0.282122	0.282140	32	-22.3	-19.6	6.4	0.3
21	129	0.0438	0.0009	0.282229	0.282247	38	-18.6	-15.8	6.6	0.2
22	129	0.0268	0.0006	0.282223	0.282241	33	-18.8	-16.0	7.3	0.3
23	129	0.0597	0.0013	0.282177	0.282195	24	-20.4	-17.7	6.3	0.4
24	129	0.0396	0.0009	0.282161	0.282179	34	-21.0	-18.2		
25	129	0.0289	0.0006	0.282199	0.282217	29	-19.6	-16.9	6.5	0.3
CW-11-1	129	0.018834	0.000722	0.282343	0.282361	75	-14.5	-11.8		
2	129	0.017742	0.000747	0.282346	0.282364	52	-14.4	-11.7		
3	129	0.020377	0.000765	0.282342	0.282360	34	-14.6	-11.8		
4	129	0.063052	0.002308	0.282292	0.282310	38	-16.3	-13.7		
5	129	0.026525	0.001003	0.282308	0.282326	50	-15.8	-13.0		
6	129	0.078782	0.002839	0.282299	0.282317	40	-16.1	-13.5		
7	129	0.067521	0.002586	0.282306	0.282324	36	-15.8	-13.2		
8	129	0.075765	0.002757	0.282387	0.282405	39	-13.0	-10.4		
9	129	0.016877	0.000691	0.282304	0.282322	31	-15.9	-13.1		
10	129	0.046118	0.001711	0.282351	0.282369	41	-14.3	-11.6		
11	129	0.024015	0.000896	0.282299	0.282317	42	-16.1	-13.4		
12	129	0.006028	0.000298	0.282345	0.282363	44	-14.5	-11.7		
13	129	0.068431	0.002420	0.282341	0.282359	41	-14.6	-12.0		
14	129	0.081926	0.003135	0.282354	0.282372	42	-14.2	-11.6		
15	129	0.026871	0.001032	0.282308	0.282326	37	-15.8	-13.0		
16	129	0.042397	0.001565	0.282224	0.282242	39	-18.7	-16.0		
17	129	0.021896	0.000826	0.282341	0.282359	40	-14.6	-11.9		

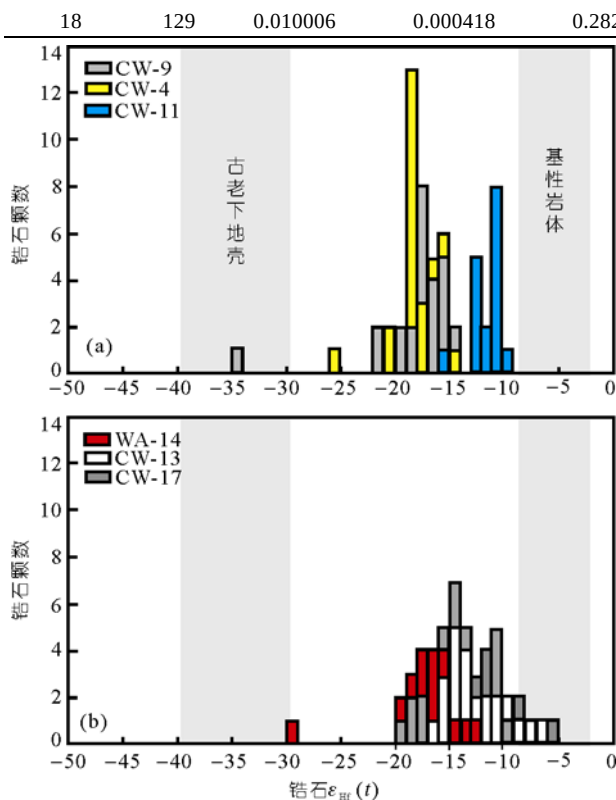


图 6

(a) 暗色包体中锆石 Hf 同位素原位测量数据(表 3, 取样点见图 1);
(b) 已发表的寄主岩石和其他包体中锆石 Hf 同位素数据^[18]供参考。
图中灰色区域是华北克拉通“原始”富集地幔岩浆^[28]和古老下地壳^[29]的 Hf 同位素数据

为 20 μm . 以垂直入射的电子枪均匀覆盖于 100 μm 范围来中和样品的表面荷电效应. 经过 -10 kV 加速电压提取负二次离子, 经过 30 eV 能量窗过滤, 质量分辨率为 2500, 以两个法拉第杯同时接收 ^{16}O 和 ^{18}O . 采用核磁共振技术来控制磁场稳定性, 可达到 <3 ppm/16 h. 每个样品点分析采集 20 组数据, 单组 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 数据内精度一般优于 0.2‰~0.3‰ (1 σ). 仪器质量分馏校正采用 91500 标准锆石 ($\delta^{18}\text{O} = 9.9\text{‰}$), 测量的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值通过 VSMOW 值 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0020052$) 校正后, 加上仪器质量分馏校正因子 IMF 即为该点的 $\delta^{18}\text{O}$ 值.

对样品 CW-4 和 CW-9 中已经测量了 Hf 同位素的锆石进行 O 同位素原位测量, 测量点靠近相应的 Hf 同位素测量点(表 3). 样品 CW-4 的 31 颗锆石的氧同位素成分变化范围是 $\delta^{18}\text{O} = 6.3\text{‰} \sim 7.8\text{‰}$, 而样品 CW-9 的 25 颗锆石的氧同位素成分变化较大, $\delta^{18}\text{O} =$

5.5‰~7.3‰. 这些锆石的 O 同位素比值都高于地幔锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值 ($5.3\text{‰} \pm 0.3\text{‰}$). 图 7 显示锆石 O 同位素与 Hf 同位素的相互关系, 可见两者呈大致反相关关系, 虽然有的数据点比较分散. 这种锆石 Hf-O 同位素的反相关关系在澳大利亚 Lachlan 带的 I 型花岗岩中也可见到^[31], 是壳幔岩浆混合的证据.

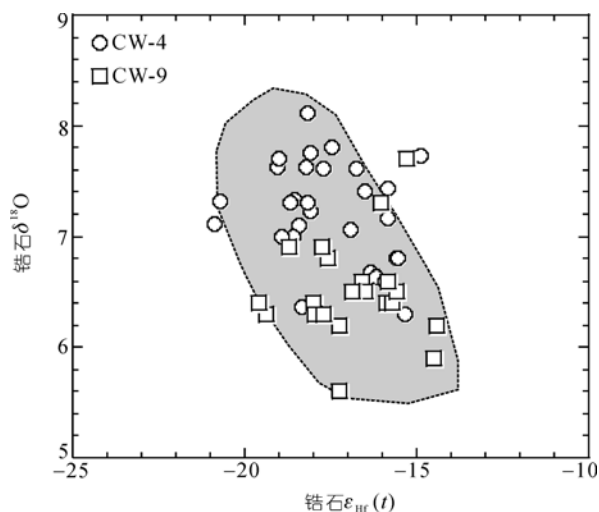


图 7

暗色包体中锆石 Hf-O 同位素成分相关图, 两者呈大致反相关关系

5 讨论

如前所述, 大量的岩石学证据表明暗色包体代表外部注入的岩浆体, 而注入作用发生时寄主岩石仍然是流动状态(部分结晶), 比如, 包体明显比寄主岩石更细的粒度(图 2(a), (b))、典型的岩浆结构和含针状磷灰石等^[18], 以及拉长却没有固态变形的特征等. 这与暗色包体的 ϵ_{Nd} 值通常高于寄主岩石(图 5(a))、两者具有类似的锆石 U-Pb 年龄 (127~130 Ma^[18,19]) 是一致的. 因此, 太行山岩体中的暗色包体成因显然不能用同源岩浆堆晶体模式^[1,2], 或难熔“残留体”模式^[3]来解释. 我们的岩石学和地球化学数据都表明, 暗色包体可能是幔源玄武质和壳源花岗岩岩浆通过复杂的相互作用而形成, 包括包体注入之前在深部的壳幔岩浆混合作用和注入之后与相邻寄主岩石之间的晶体和化学交换作用. 主要的证据论述如下.

5.1 包体与寄主岩石之间的晶体交换

如图 3(a)所示, 暗色包体中斜长石斑晶通常有一个相对富钠的核(An_{31-34}), 并有熔蚀现象; 其成分与酸性寄主岩体中大部分斜长石成分(An_{25-35})类似. 该核又被自形而富钙的斜长石(An_{54-58})包裹. 我们对此的解释是, 形成包体的小体积基性岩浆注入到酸性岩浆房中之后, 后者已经结晶的斜长石晶体迁移进入到包体岩浆中, 并被包体岩浆熔蚀成不规则状. 这些被熔蚀的斜长石在基性包体中成为新的斜长石生长点, 形成富钙斜长石增生边. 随着温度的下降和结晶作用的不断进行, 富钙斜长石又被从包体岩浆中不断形成的、比较富钠的斜长石包裹. 这种成分和结构的不平衡现象是快速结晶和不完全混合的结果^[18,32,33].

类似的斜长石成分和结构不平衡现象在寄主岩石中也发现. 如图 3(b), 斜长石斑晶通常有一个异常富钙、形态不规则的核(An_{53-57}), 并截然地被相对富钠的斜长石(An_{38-20})包裹, 这显然与正常的成分环带不同. 其富钙的核在成分上与相邻包体中富钙斜长石增生环带类似, 因此可能是包体中先前结晶的斜长石, 迁移进入寄主岩浆中, 又被从寄主岩浆中结晶的相对富钠的斜长石覆盖. 因此, 以上现象充分表明, 在包体和寄主岩石固结之前, 在两者之间发生了活跃的双向晶体交换. 这种晶体交换也表明两种岩浆曾共存足够长的时间以至于晶体可以通过边界发生迁移.

5.2 包体与寄主岩石之间的化学交换

除了晶体交换之外, 包体与寄主岩石之间的化学交换(扩散作用)也可能对包体化学成分的变化起重要作用. 包体与寄主岩石之间的化学交换一般由于流体迁移或/和成分梯度而引起^[6,11,13]. 太行山酸性岩体中暗色包体含有大量的含水矿物(角闪石 30%~40%, 黑云母 5%~10%). 结合包体中普遍存在的单斜辉石向角闪石转化的现象(图 2(d)), 可以认为流体从酸性寄主岩浆向包体岩浆的迁移很明显. 在流体迁移过程中, 某些活动元素的化学迁移可能是不可避免的. 实验表明, 在共存的基性-酸性岩浆边界, Si, Na, K(和 Rb), P 和 Zr 将从酸性岩浆向基性岩浆扩散^[34,35].

暗色包体与基性岩和寄主岩石相比富集 Na 的现象(图 4(a))可能与该元素从酸性岩浆向包体(岩浆)内

迁移有关. 这与包体中斜长石斑晶常见钠质长石边(图 3(a))是吻合的. K(和 Rb)只是在部分包体中富集, 大部分包体并没有如实验所预测的明显的 K(和 Rb)富集(图 4(b)). 这可能与两个因素有关: (1) 寄主岩浆中黑云母先结晶, 而残余熔体比例很高, 使得残余熔体中 K 不富集甚至亏损^[6], (2) 包体中有的黑云母有明显的绿泥石化现象, 这可能导致 K(和相关的 Rb, Ba)从包体中丢失. 包体中 Pb 的显著富集可能与粒间晚期钾长石的形成有关, 因为 Pb 与 K 有明显的正相关(图 4(b)). 这与偶尔可见它形嵌晶状钾长石包含许多自形斜长石、角闪石和黑云母等矿物是一致的(图 2(c)).

暗色包体中 Y 和 Nb 的富集和明显正相关关系(图 4(c))可能与酸性岩浆中流体流入而导致单斜辉石向角闪石的转化有关, 因为 Y 和 Nb 在角闪石中相容, 角闪石的形成使得这两种元素在包体中含量锐减, 从而驱使酸性寄主岩浆的 Y 和 Nb 不断向包体中扩散^[6,8,12~14]. 与此类似, 部分暗色包体中 P 的富集也可能与来自寄主岩浆中 P 的迁移有关(图 4(d)). 该解释得到包体中存在两种磷灰石的支持^[18]: 一种磷灰石为粗大的短柱状, 另一种为细小针状. 前者可能代表包体岩浆注入到寄主岩浆之前就已经结晶的早期磷灰石, 这会有效降低包体中 P 的含量而促使寄主岩浆中 P 向包体岩浆中扩散, 从而形成后者细小的针状磷灰石. P 和 Na 有明显的正相关关系(图 4(d)), 暗示 P 向包体中的扩散与 Na 向包体的迁移是同步的, 都与流体活动有关.

包体中 Sr(和 Ba)的亏损比较明显(图 4(e)), 可能与包体-寄主岩石边界复杂的斜长石双向迁移有关. Sr 和 Ba 大致的正相关关系(图 4(e))似乎表明 Sr(和 Ba)的亏损也可能与流体和其他组分(如 Na)向包体内迁移而产生的稀释效应有关^[11~13]. 与前人报道大多数暗色包体中 Zr 富集^[5,6,11,13]相反, 太行山岩体中的大部分包体明显亏损 Zr (图 4(f)). 可能的原因是当包体岩浆注入时, 寄主岩浆中多数锆石已经结晶, 导致其中 Zr 含量很低而不能形成向包体的有效扩散.

暗色包体中 Al_2O_3 变化复杂, 与寄主岩石和基性岩相比, 有的样品 Al_2O_3 显著亏损, 有的则富集(图 4). 有趣的是, 包体中 Al_2O_3 与 MgO 成明显反相关, 不同于寄主岩石中的正相关关系(图 8(a)). 包体中 Al_2O_3 与 MgO 的反相关关系显然受长石和角闪石/辉石等铁

镁矿物的相对比例控制,而这可能与前述的包体-寄

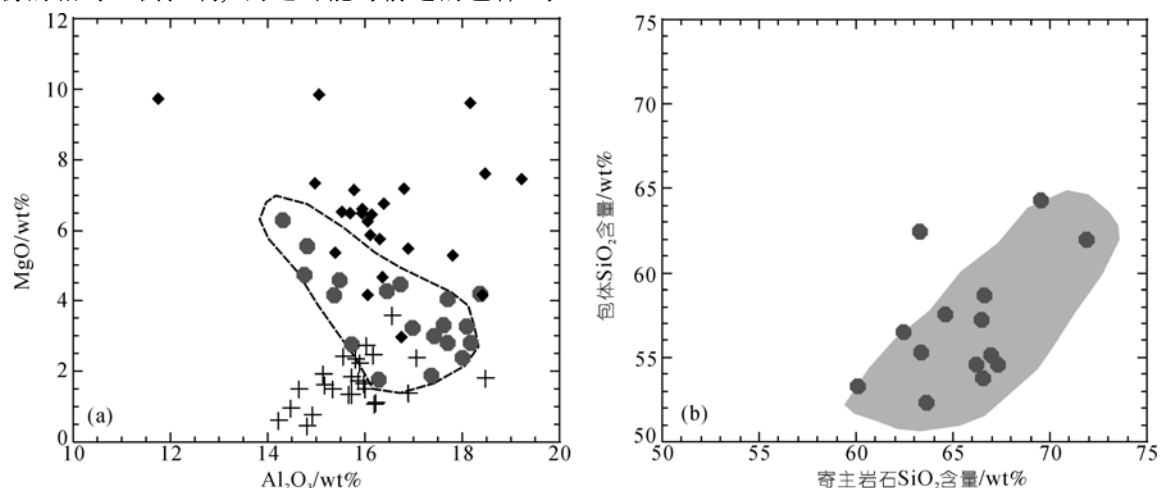


图 8

(a) 暗色包体 MgO-Al₂O₃ 变化图, 并与寄主岩石和同期基性岩对比(图例同图 4, 数据来自文献[18]); (b) 暗色包体与相邻寄主岩石的 SiO₂ 含量具正相关关系

主岩石之间斜长石双向迁移有关, 比如, 当内迁的斜长石占优势时, 包体中 Al₂O₃ 就富集, 同时 MgO (和 FeO) 含量被稀释而降低. 寄主岩石中 Al₂O₃ 与 MgO 的正相关可能与铁镁矿物和长石的联合分离结晶有关. 这也暗示包体岩浆一旦被注入到寄主岩浆之后就不会再发生分离结晶的过程, 而是以与寄主岩石之间的组分交换为主. 为了进一步证实暗色包体与寄主岩石之间的成分依赖关系, 我们统计了暗色包体与其相邻的寄主岩石的 SiO₂ 含量相关图(图 8(b)). 两者明显的正相关关系说明暗色包体的化学成分与相邻寄主岩石的成分是密切相关的, 也表明有 SiO₂ 从寄主岩浆向包体中迁移, 这与暗色包体中有时可见的填隙状石英和石英嵌晶结构是吻合的[18].

5.3 富集地幔起源和岩浆混合作用

暗色包体普遍含量较低的 SiO₂ (52%~62%) 和较高的 MgO (6.3%~2%), 以及包体数据点反向延伸至同期基性岩区域并有一定重叠[18], 表明包体的前身可能是幔源玄武质岩浆. 这与包体和基性岩的 Nd 同位素成分的大致相似性 (分别是 -10~-15.4 和 -9~-15.1 [18,25,26]) 是吻合的, 也暗示两者来自类似的地幔源区. 包体(以及同期基性岩)很低的 ϵ_{Nd} 值可能与两种成因过程有关: (1) 来自富集地幔的部分熔融, 或(2) 来自亏损地幔的部分熔融, 但被古老地壳物质强烈

混染. 为了确定包体的地幔源区性质, 我们做简单的两端元混合同位素模拟[36]. 在该模拟中, 来自亏损地幔岩的岩浆的 Nd=19 ppm, $\epsilon_{\text{Nd}}=+9$ [37]; 来自富集地幔的岩浆的 Nd=30 ppm, $\epsilon_{\text{Nd}}=-8$ [25,26]; 下地壳起源花岗质岩浆的 Nd=38 ppm, $\epsilon_{\text{Nd}}=-28$ [38~40]. 计算表明, 包体(以及基性岩)的原始岩浆不太可能来自亏损地幔的部分熔融, 因为这将要求地壳混染比例高达 35%~52% 才能解释其 Nd 同位素成分. 如此高比例的地壳混染将显著改变玄武岩的主要元素含量. 因此, 暗色包体(以及基性岩)的前身可能来自富集地幔的部分熔融, 这种岩浆需要 8%~25% 的地壳混染即可解释暗色包体的 Nd 同位素变化. 包体岩浆的富集地幔起源模式也得到其富集的 LREE 模式的支持[18]. 包体 Nd 同位素成分的变化可能是壳幔端元不同比例混合的结果.

岩浆混合指两种熔体(含少量晶体)混合而形成另外一种中间成分的熔浆. 如 Chen 等[18]所述, 太行山暗色包体化学成分变化很大, 流体中不活跃元素(如 MgO, FeO, CaO, TiO₂, Co, V)呈良好的线性关系, 并分布在基性岩和寄主酸性岩石之间, 暗示玄武质岩浆与花岗质岩浆之间的混合作用可能对暗色包体的形成起重要作用. 这得到包体与基性岩和寄主岩石相似的稀土模式的支持[18]. 其他元素(如 K₂O, Na₂O, P₂O₅, Al₂O₃, Rb, Sr, Ba, Y, Nb)的高度离散性应该与上述包体与寄主岩石之间的晶体和化学迁移有关.

暗色包体的岩浆混合成因也得到Hf-O同位素的有力支持. 锆石Hf同位素被许多研究证明可以反映岩浆体系演化过程中成分的变化^[31]. 如图6所示, 单一暗色包体中的锆石显示很大的Hf同位素变化, 这是封闭体系岩浆演化无法解释的; 相反, 这可能跟两个不同源区的岩浆发生混合有关. 从图6中还可以看出, 锆石Hf同位素成分介于来自富集地幔的“原始”岩浆^[28]和古老地壳^[29]的Hf同位素成分区域之间. 这表明暗色包体是来自富集地幔, 并被壳源花岗质熔体混染而形成的混浆.

两个暗色包体样品(CW-4, CW-9)的锆石O同位素成分 $\delta^{18}\text{O}$ (分别是 6.3‰~7.8‰和 5.5‰~7.3‰)大部分都明显高于地幔锆石的氧同位素比值($5.3\text{‰} \pm 0.3\text{‰}$), 也表明幔源岩浆(暗色包体前身)在演化过程中有显著的地壳岩石组分的加入. 太古代基底岩石(TTG片麻岩和基性麻粒岩为主)的 $\delta^{18}\text{O}$ 通常在 6.5‰~7.5‰之间^[31,41], 暗色包体中锆石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本上在太古代岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值高限以内, 所以, 太古代基底岩石的部分熔融形成的花岗质岩浆可能是与地幔岩浆混合形成包体岩浆的地壳端元, 这与上述锆石Hf同位素数据是一致的. 一部分锆石显示很高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值($>7.5\text{‰}$), 可能与岩浆上侵过程中与经历过表生沉积和低温过程的变质沉积岩($\delta^{18}\text{O}$ 值高达 10‰以上^[31,41])相互作用的结果. 锆石Hf-O同位素的大致负相关关系也支持幔源岩浆与壳源岩浆混合在暗色包体形成过程中起了重要作用(图7).

我们认为上述岩浆混合作用可能主要发生在包体岩浆注入到寄主岩浆之前, 即在地壳深部. 主要证据如下:

首先, 包体LY-1粒度很细而无斑, 被包裹在早期包体中, 显然没有经历注入之后与寄主岩浆之间的晶体和化学交换作用. 该包体 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -13$ ^[18], 大大低于其富集地幔源区的Nd同位素比值($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -8$)^[25,26], 表明形成该包体的岩浆在注入之前就与古老下地壳起源的花岗质熔体发生混合并显著改变了其同位素成分.

其次, 同期基性岩体同样具有很低的 ϵ_{Nd} 值($-9 \sim -15$)^[25,26], 并明显低于富集地幔的 ϵ_{Nd} 值. 基性岩与暗色包体相似的Nd同位素成分和REE含量表明, 基性岩可能相当于包体的前身, 而基性岩显然在地壳深部就被老地壳显著混染.

第三, 虽然暗色包体与相邻的寄主岩石之间发生了活跃的晶体交换和化学交换, 并导致包体化学成分与相邻寄主岩石的密切相关(见图8(b)中两者 SiO_2 的明显正相关), 但在包体的 SiO_2 - ϵ_{Nd} 值图上(图9), 包体的Nd同位素成分与 SiO_2 并没有相关性(数据离散). 这表明其Nd同位素成分的变化与注入之后的(与寄主岩浆)交换作用没有关系. 实际上, 只有在地壳深部的高温 and 强对流环境下, 基性和酸性岩浆才能发生有效的混合, 而在包体岩浆注入之后, 通常很难与寄主岩浆发生岩浆混合^[8].

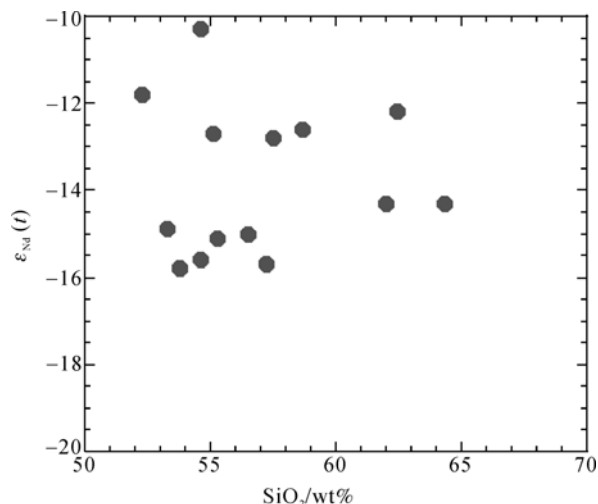


图9 暗色包体的 SiO_2 和其Nd同位素成分无相关性

数据来自文献[18, 25, 26]

总结起来, 太行山燕山期岩体中暗色包体的成因可能是这样的: 由于岩石圈伸展作用, 引起富集的岩石圈地幔发生部分熔融, 并形成大量的玄武质岩浆. 这些玄武质岩浆随后底侵到下地壳, 其高温促使下地壳物质发生部分熔融而形成大规模花岗质岩浆. 底侵的玄武质岩浆在下地壳发生以橄榄石和辉石为主的分离结晶作用, 残余的基性岩浆与同时形成的花岗质岩浆房在深部地壳发生混合作用, 从而在花岗质岩浆房底部形成被壳源熔体不同程度混染的基性岩浆. 这些基性岩浆由于岩浆对流或强力注入而进入到上覆酸性岩浆房, 并由于酸性岩浆的流动而分散成大小不同的小岩浆团(magma globules), 随流动的岩浆稀疏地分布在酸性岩浆房不同的位置. 这些小体积岩浆体即是暗色包体的前身, 可能含有少量早期结晶的矿物(如富钙斜长石、无水的单斜辉石、

少量含水的角闪石和黑云母, 以及微量的短粗柱状磷灰石等), 但以熔体为主. 注入酸性岩浆房之后, 包体岩浆与寄主岩浆透过接触边界发生活跃的机械(晶体)和化学交换, 包括斜长石晶体的双向交换和流体从酸性寄主岩浆向包体岩浆的迁移. 由于流体(水为主)的进入, 导致包体中单斜辉石向角闪石转化. 伴随流体向包体的迁移, 元素选择性地进入包体岩浆中, 比如 Na, K, P, Y, Nb 和 Pb 等. 如此晶体和化学交换作用, 对暗色包体化学成分的变化有重要作用(图 8(b)). 包体与寄主岩石相似的 Sr 同位素成分可能与这种交换作用使 Sr 同位素达到平衡有关, 但对 Nd 同位素成分影响不大(图 9).

6 结论

野外和岩石学研究表明, 太行山岩体中暗色包

体代表外来注入的岩浆体(熔体 + 晶体), 注入作用发生时寄主岩石还是流动状态. 暗色包体结构和成分变化很大, 这是复杂的注入前和注入后壳幔岩浆相互作用的结果. 包体岩浆是富集地幔起源的玄武质岩浆, 在注入到寄主岩浆之前, 这种玄武质岩浆经历了铁镁矿物的分离结晶, 并与壳源花岗质熔体混合形成包体岩浆(混浆). 包体岩浆注入到寄主(长英质)岩浆之后, 本身不再发生分离结晶作用, 也不再与寄主岩浆发生岩浆混合作用, 而主要与寄主岩浆发生晶体和化学交换作用, 并导致包体与相邻寄主岩石的化学成分密切相关. 包体的同位素成分变化主要与注入前的岩浆混合过程有关; 注入之后与相邻寄主岩浆的成分交换使得两者 Sr 同位素达到平衡, 而两者 Nd 同位素成分的差别依然存在.

致谢 锆石 Hf 和 O 同位素实验分别得到杨岳衡和刘宇的帮助; 匿名审稿专家对本文提出建设性意见; 李献华研究员邀稿并提出修改意见, 在此一并表示感谢.

参考文献

- 1 Noyes H J, Frey F A, Wones D R. A tale of two plutons: geochemical evidence bearing on the origin and differentiation of the Red Lake and Eagle Peak plutons, Central Sierra Nevada, California. *J Geol*, 1983, 91: 487—509
- 2 Chappell B W, White A J R, Wyborn D. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J Petrol*, 1987, 28: 1111—1138
- 3 Chappell B W, White A J R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans R Soc Edinb Earth Sci*, 1992, 83: 1—26
- 4 Vernon R H. Microgranitoid enclaves: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 1984, 304: 438—439 [\[doi\]](#)
- 5 Dorais M J, Whitney J A, Roden M F. Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada batholith, California. *J Petrol*, 1990, 31: 853—881
- 6 Blundy J D, Sparks R S J. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy. *J Petrol*, 1992, 33: 1039—1104
- 7 Perugini D, Poli G, Christofides G, et al. Magma mixing in the Sithonia plutonic complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineral Petrol*, 2003, 78: 173—200 [\[doi\]](#)
- 8 Wiebe R A, Smith D, Sturn M, et al. Enclaves in the Cadillac mountain granite (Coastal Maine): samples of hybrid magma from the base of the chamber. *J Petrol*, 1997, 38: 393—426 [\[doi\]](#)
- 9 Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 2005, 80: 155—177 [\[doi\]](#)
- 10 Feeley T C, Wilson L F, Underwood S J. Distribution and compositions magmatic inclusions in the Mount Helen dome, Lassen volcanic center, California: insights into magma chamber processes. *Lithos*, 2008, 106: 173—189 [\[doi\]](#)
- 11 Bussy F. Enclaves of the Late Miocene Monte Capanne granite, Elba Island, Italy. In: Didier J, Barbarin B, eds. *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology 13*. Amsterdam: Elsevier, 1991. 167—178
- 12 Debon F. Comparative major element chemistry in various “microgranular enclave-plutonic host” pairs. In: Didier J, Barbarin B, eds. *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology 13*. Amsterdam: Elsevier, 1991. 293—312
- 13 Orsini J B, Cocirca C, Zorpi M J. Genesis of mafic microgranular enclaves through differentiation of basic magmas, mingling and chemical exchanges with their host granitoid magmas. In: Didier J, Barbarin B, eds. *Enclaves and Granite Petrology*. Amsterdam: Elsevier, 1991. 445—464
- 14 Seaman S J, Ramsey P C. Effects of magma mingling in the granites of Mount Desert Island, Maine. *J Geol*, 1992, 100: 395—409

- 15 Tepper J H, Kuehner S M. Geochemistry of mafic enclaves and host granitoids from the Chilliwack batholith, Washington: chemical exchange processes between coexisting mafic and felsic magmas and implications for the interpretation of enclave chemical traits. *J Geol*, 2004, 112: 349—367[[doi](#)]
- 16 Ferla P, Meli C. Evidence of magma mixing in the “Daly Gap” of alkaline suites: a case study from the enclaves of Pantelleria (Italy). *J Petrol*, 2006, 47: 1467—1507[[doi](#)]
- 17 Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, et al. Tracing magma mixing in granite genesis: *in situ* U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. *Contrib Mineral Petrol*, 2007, 153: 177—190[[doi](#)]
- 18 Chen B, Chen Z C, Jahn B M. Origin of mafic enclaves from the Taihang Mesozoic orogen, north China craton. *Lithos*, 2009, 110: 343—358[[doi](#)]
- 19 陈斌, 田伟, 翟明国, 等. 太行山和华北其他地区中生代岩浆作用的锆石 U-Pb 年代学和地球化学特征及其岩浆成因和地球动力学意义. *岩石学报*, 2005, 21(1): 13—24
- 20 赵越, 徐刚, 张栓宏, 等. 燕山运动与东亚构造体制的转变. *地学前缘*, 2004, 11: 319—328
- 21 刘玲, 陈斌, 刘安坤. 北太行紫荆关基性岩体的成因: 岩石学和地球化学证据. *地球科学*, 2009, 34: 1—14
- 22 Vernon R H. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: Didier J, Barbarin B, eds. *Enclaves and Granite Petrology*. Amsterdam: Elsevier, 1991. 277—291
- 23 Kumar S, Rino V, Pal A B. Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India. *Gondwana Res*, 2004, 7: 539—548[[doi](#)]
- 24 陈斌, 翟明国, 邵济安. 北太行山北段中生代岩基的成因和意义: 主要和微量元素地球化学证据. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32(11): 896—907
- 25 Chen B, Zhai M G. Geochemistry of late Mesozoic lamprophyre dykes from the Taihang Mountains, north China, and implications for the sub-continental lithospheric mantle. *Geol Mag*, 2003, 140: 87—93[[doi](#)]
- 26 Chen B, Jahn B M, Zhai M G. Sr-Nd isotopic characteristics of the Mesozoic magmatism in the Taihang-Yanshan orogen, north China craton, and implications for Archean lithosphere thinning. *J Geol Soc London*, 2003, 160: 963—970[[doi](#)]
- 27 Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, et al. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chem Geol*, 2006, 234: 105—126[[doi](#)]
- 28 Xu Y G., Wu X Y, Luo Z Y, et al. Zircon Hf isotope compositions of middle Jurassic-Early Cretaceous intrusions in Shandong Province and its implications. *Acta Petrol Sin*, 2007, 23: 307—316
- 29 Chen B, Tian W, Jahn B M, et al. Zircon SHRIMP U-Pb ages and *in-situ* Hf isotopic analysis for the Mesozoic intrusions from in south Taihang, north China craton: evidence for hybridization between mantle-derived magmas and crustal components. *Lithos*, 2008, 102: 118—137[[doi](#)]
- 30 李献华, 李武显, 王选策, 等. 幔源岩浆在南岭燕山早期花岗岩形成过程中的作用: 锆石原位 Hf-O 同位素制约. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39(7): 872—887
- 31 Hawkesworth C J, Kemp A I S. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chem Geol*, 2006, 226: 144—162[[doi](#)]
- 32 Janousek V, Braithwaite C J R, Bowesb D R. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sa'zava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, 2004, 78: 67—99[[doi](#)]
- 33 Donaie T, Pascual E, Pin C, et al. Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contrib Mineral Petrol*, 2005, 149: 247—265[[doi](#)]
- 34 Johnston A D, Wyllie P J. Interaction of granitic and basaltic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 kbar with H₂O. *Contrib Mineral Petrol*, 1988, 98: 352—362[[doi](#)]
- 35 Watson E B, Jurewicz S R. Behavior of alkalis during diffusive interaction of granitic xenoliths with basaltic magma. *J Geol*, 1984, 92: 121—131
- 36 Langmuir C H, Vocke R D, Hanson G N. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 1978, 37: 380—392[[doi](#)]
- 37 Zindler A, Staudigel H, Batiza R. Isotope and trace element geochemistry young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 70: 175—195[[doi](#)]
- 38 Jahn B M, Ernst W G. Late Archean Sm-Nd isochron age for mafic-ultramafic supracrustal amphibolites from the northeastern Sino-Korean Craton, China. *Precambrian Res*, 1990, 46: 295—306[[doi](#)]
- 39 Jahn B M, Auvray B, Cornichet J, et al. 3.5 Ga old amphibolites from eastern Hebei Province, China: field occurrence, petrology, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry. *Precambrian Res*, 1987, 34: 311—346[[doi](#)]
- 40 耿元生, 沈其韩, 张宗清. 冀东青龙地区浅变质岩系的 Sm-Nd 同位素年龄及其地质意义. *中国区域地质*, 1999, 18: 271—276
- 41 Valley J W, Lackey J S, Cavosie A J, et al. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contrib Mineral Petrol*, 2005, 150: 561—580[[doi](#)]