新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义

韩宝福[①] 季建清[①] 宋 彪[②] 陈立辉[①③] 李宗怀[①]

(①造山带与地壳演化教育部重点实验室(北京大学), 北京大学地质学系, 北京 100871; ②北京离子探针中心, 北京 100037; ③南京大学地球科学系, 南京 210093. E-mail: bfhan@pku.edu.cn)

摘要 用 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年方法确定喀拉通克 1 号岩体和黄山东岩体分别形成于 287 ± 5 Ma (MSWD = 0.34)和 274 ± 3 Ma (MSWD = 1.35), 精度明显优于全岩和矿石 Rb-Sr, Sm-Nd 和 Re-Os 等时线年龄, 对岩体形成时代提供了更严格的制约, 也限定了赋存在镁铁质-超镁铁质杂岩体之中岩浆型铜镍硫化物矿床的成矿时代, 同时表明非常有必要重新评价以前获得的某些同位素年代学资料. 含铜镍矿镁铁质-超镁铁质杂岩与邻近的后碰撞 A 型花岗岩的形成时代相近, 在中亚造山带显生宙地壳生长过程中可能具有普遍意义, 与后碰撞伸展背景下岩石圈地幔拆沉和软流圈地幔上涌、熔融作用可能密切相关, 可作为幔源岩浆侵入地壳导致地壳垂向生长的最直接的标志.

关键词 **SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄** 镁铁-超镁铁杂岩 岩浆型铜镍硫化物矿床 新疆

新疆是我国岩浆型铜镍硫化物矿床的重要产地. 岩浆型铜镍硫化物矿床赋存于镁铁质-超镁铁质杂岩中, 除西天山的菁布拉克和塔里木东北缘的兴地外, 主要集中在东准噶尔的喀拉通克和东天山的黄山-镜儿泉两个镁铁质-超镁铁质杂岩带之中, 其中大型铜镍硫化物矿床产出在喀拉通克 1 号岩体和黄山东岩体. 最近 10 多年来, 针对岩浆型铜镍硫化物矿床及含矿岩体开展了许多研究, 揭示出铜镍矿床是在含矿岩浆分异过程中形成的, 而喀拉通克和黄山-镜儿泉两个镁铁质-超镁铁质杂岩带是晚古生代幔源岩浆活动的产物[1~4], 形成于碰撞后伸展背景[3,5]. 在成矿时代和成岩时代的研究中, 前人采用Rb-Sr[1], Sm-Nd[4,6]和Re-Os[7]等时线方法获得了一批年代学数据, 其中尤以喀拉通克 1 号岩体的年龄数据最多, Rb-Sr和Sm-Nd等时线年龄集中在 285~298 Ma之间[1,4]. 毫无疑问, 这些定年结果为成矿研究提供了重要年代学信息, 并得到广泛引用[8]. 然而, 最近报道的黄山东岩体中含铜镍矿石的Re-Os等时线年龄为 282 ± 20 Ma[7], 而同在黄山-镜儿泉镁铁质-超镁铁质杂岩带中的香山含铜镍矿苏长辉长岩的颗粒锆石U-Pb年龄为 285 ± 1.2 Ma[9,10], 均与以前的岩石Sm-Nd等时线年龄 320 ± 38 Ma和矿石Sm-Nd等时线年龄 314 ± 14 Ma[4]存在 30~40 Ma的差别. 由此产生的问题是: (1) 黄山东岩体究竟是何时形成的? 这需要用其他独立的定年方法和可靠的定年结果来确定. (2) 已有的Rb-Sr[1], Sm-Nd[4,6]和Re-Os[7]等时线年龄是否为镁铁质-超镁铁质杂岩及赋存其中的岩浆型铜镍硫化物矿床的成岩、成矿时代提供准确可靠年代学信息? 本文根据喀拉通克和黄山东两含铜镍矿床的镁铁质-超镁铁质杂岩SHRIMP锆石U-Pb定 年结果, 对上述两个问题进行讨论, 进而探讨其地质意义.

1 地质背景

位于东准噶尔的喀拉通克镁铁质-超镁铁质杂岩侵入于下石炭统南明水组之中. 其中的 1 号岩体几乎全部都有矿化现象, 金属硫化物富集程度高, 相对于黄山东岩体, 以富Cu贫Ni为特征. 岩体分异很好, 自上而下可以划分出 4 个相带: 闪长岩、苏长岩、橄榄苏长岩和辉绿辉长岩[1], 并被石英斑岩脉穿插(图 1). 各岩相的共同特征是普遍含角闪石和(或)黑云母等含水矿物.

在东天山的黄山-镜儿泉镁铁质-超镁铁质杂岩带中, 黄山东岩体在地表呈近东西向延长的菱形, 侵入在下石炭统干墩组之中, 岩浆分异的相带清楚, 可以分为橄榄岩相、辉长苏长岩相和苏长岩相[2], 闪长岩相亦占相当比例(图 2). 矿物组合中除黑云母外, 角闪石与金云母也较常见, 透闪石化、绿泥石化等蚀变明显. 相对于喀拉通克 1 号岩体, 以富Ni贫Cu为特征.

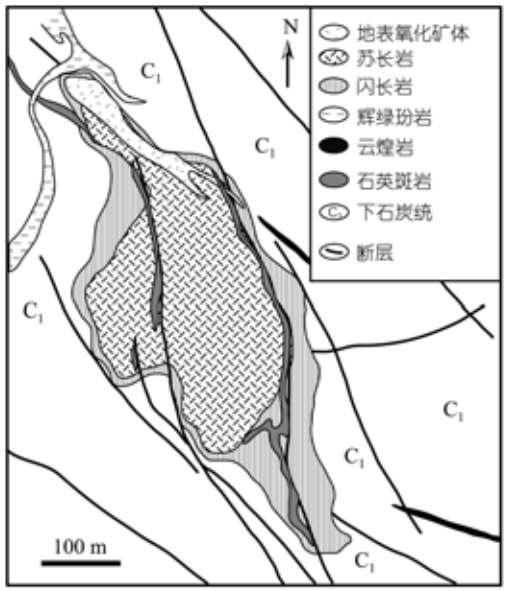


图 1　喀拉通克 1 号岩体地质图(据文献[1]简化)

2　样品与分析方法

取自喀拉通克 1 号岩体采矿坑口的矿石堆(N46°45′40″, E89°40′33″)的苏长岩样品(样品号: 02KK101)主要由斜方辉石和斜长石组成, 次要矿物为粗粒黑云母, 并含少量磁铁矿等不透明矿物. 而取自黄山东岩体亚克斯公司采矿坑(N42°16′25″, E94°44′06″)的橄榄苏长岩样品(样品号: 02HSD-02)主要由斜方辉石和斜长石组成, 次要矿物有粗粒黑云母和圆粒状橄榄石, 含少量磁铁矿等不透明矿物.

用常规方法从样品中分离锆石. 可能是由于样品粉碎的原因, 分离出的锆石多为形态不完整的颗粒. 样品 02KK101 中的锆石以长柱状颗粒为主, 柱面解理清晰, 而样品 02HSD-02 中的锆石多为不规则粒状, 解理不发育. 在北京离子探针中心, 按照宋彪等人[11]描述的方法, 将挑选的锆石和标准锆石 TEMORA 1(年龄为 417 Ma,)一起用环氧树脂制作成样品靶, 经抛光、显微照相、超声波清洗和镀金后, 在 SHRIMP Ⅱ 型离子探针上完成U-Th-Pb同位素分析. 使用的标准样品为SL13 和TEMORA 1. TEMORA 1 和待测锆石的U, Th, Pb含量用SL13 标定, 而锆石 U-Th-Pb 同位素比值用 TEMROA1 标定. 对SHRIMP分析方法的详细介绍可参见文献[12,13], 关于标样TEMORA 1 见文献[14,15]. 数据处理、年龄计算和绘图使用的是SQUID和ISOPLOT程序[16,17]. 表 1 列出的SHRIMP分析数据是每个锆石点连续 5 次分析的平均值, 误差为 1σ, 但$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄的误差为 95%置信度的结果.

3　定年结果

喀拉通克 1 号岩体的样品共测定了 16 个锆石颗粒. 所有数据点在U-Pb谐和图上集中落在谐和线上及其附近(图 3(a)), 尤其是$^{206}Pb/^{238}U$比值变化很小,

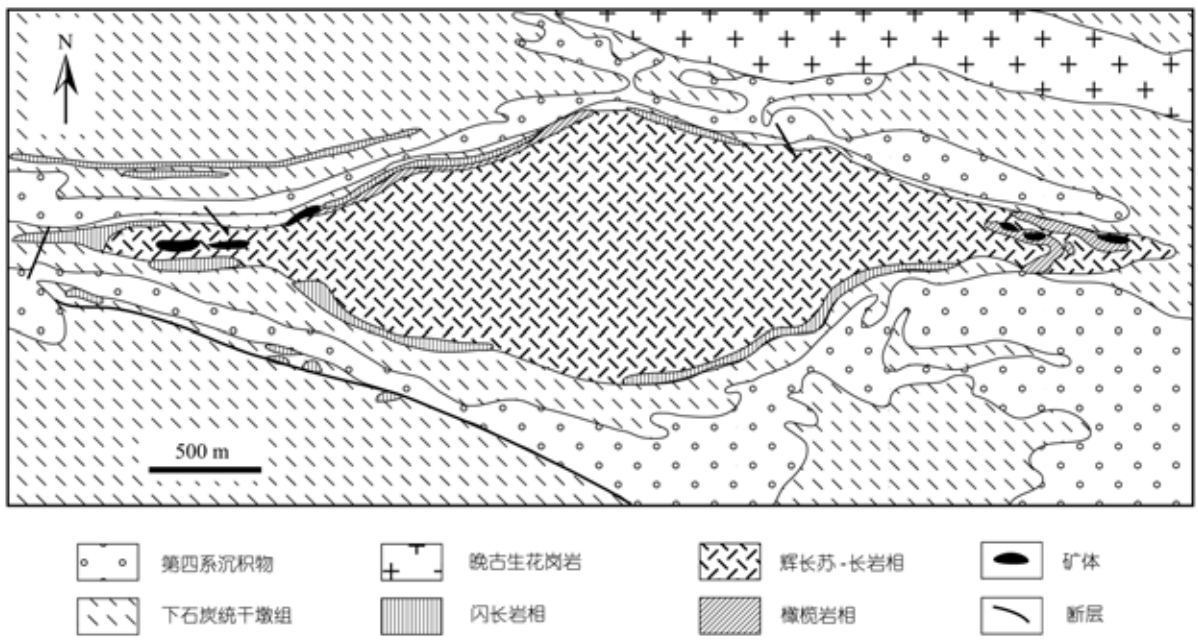


图 2　黄山东岩体地质图(据文献[7]简化)

表 1 喀拉通克 1 号岩体和黄山东岩体SHRIMP锆石U-Pb定年结果[a)]

测点	$^{206}Pb_c$ /%	U /μg·g^{-1}	Th /μg·g^{-1}	^{232}Th /^{238}U	$^{206}Pb^*$ /μg·g^{-1}	年龄/Ma(±1σ)						比值				误差相关系数
						$^{206}Pb/^{238}U$ b)		$^{206}Pb/^{238}U$ c)		$^{206}Pb/^{238}U$ d)		$^{207}Pb^*/^{235}U$ b)	± %	$^{206}Pb^*/^{238}U$ b)	± %	
喀拉通克 1 号岩体(02KK101)																
1	1.55	135	178	1.37	5.30	284.4	7.5	288.2	7.6	288.8	9.7	0.255	10	0.0451	2.7	0.259
2	1.05	181	254	1.45	6.99	279.9	7.2	280.7	7.2	281.8	9.4	0.302	7.8	0.0444	2.6	0.338
3	0.15	133	166	1.29	5.31	292.7	7.6	288.8	7.5	287.5	9.7	0.404	6.7	0.0465	2.7	0.400
4	1.97	129	170	1.37	5.06	282.4	7.5	285.0	7.5	282.0	9.7	0.275	12	0.0448	2.7	0.229
5	1.62	111	144	1.35	4.30	281.0	7.5	283.1	7.5	283.5	9.6	0.282	13	0.0446	2.7	0.211
6	0.27	133	140	1.09	5.23	288.8	7.5	287.0	7.4	285.6	9.2	0.361	6.1	0.0458	2.6	0.430
7	0.26	198	332	1.73	7.85	289.8	7.3	288.2	7.3	285	10	0.359	4.0	0.0460	2.6	0.638
8	0.03	95	129	1.40	3.86	298.5	7.9	294.7	7.8	293	10	0.409	6.6	0.0474	2.7	0.412
9	1.25	81	89	1.14	3.24	288.9	7.7	288.6	7.8	288.2	9.6	0.335	6.9	0.0458	2.7	0.396
10	1.03	139	197	1.47	5.65	295.4	7.6	296.8	7.7	296	10	0.313	6.9	0.0469	2.6	0.382
11	1.26	148	236	1.65	6.02	295.3	7.7	295.9	7.7	292	11	0.327	8.4	0.0469	2.7	0.315
12	0.51	353	508	1.49	13.7	283.5	7.2	283.4	7.2	284.2	9.5	0.324	4.1	0.0450	2.6	0.624
13	1.32	166	299	1.86	6.48	282.4	7.3	282.3	7.3	283	11	0.323	8.8	0.0448	2.6	0.300
14	1.50	180	285	1.63	7.14	286.1	7.3	286.9	7.3	284	10	0.312	8.9	0.0454	2.6	0.294
15	—	157	250	1.64	6.07	283.7	7.2	281.3	7.3	282.1	10.0	0.365	3.8	0.0450	2.6	0.688
16	0.64	179	310	1.78	7.36	298.9	7.8	298.9	7.7	304	11	0.343	7.5	0.0475	2.7	0.354
黄山东岩体(02HSD-02)																
1	0.94	627	780	1.29	23.8	278.2	4.7	277.7	4.8	276.6	6.0	0.3252	2.5	0.04411	1.7	0.694
2	0.47	820	854	1.08	29.7	265.3	4.5	264.6	4.5	264.8	5.7	0.3104	2.8	0.04201	1.7	0.622
3	—	2506	3345	1.38	92.7	271.6	4.5	271.3	4.6	271.8	5.8	0.3120	1.8	0.04303	1.7	0.920
4	0.85	1438	1298	0.93	52.9	269.7	4.5	269.0	4.5	267.9	5.3	0.3159	2.0	0.04273	1.7	0.849
5	2.24	205	108	0.55	7.68	271.9	5.0	270.5	4.9	269.6	5.5	0.3330	5.7	0.04308	1.9	0.330
6	1.77	215	115	0.55	8.36	284.4	5.1	280.1	5.1	280.7	5.7	0.4000	3.5	0.04511	1.8	0.533
7	0.24	305	201	0.68	11.6	277.6	4.9	278.0	5.0	279.3	5.5	0.3080	5.1	0.04400	1.8	0.354
8	0.24	1157	922	0.82	43.0	272.6	4.6	272.4	4.6	272.4	5.3	0.3115	2.1	0.04320	1.7	0.814
9	0.52	346	195	0.58	13.2	277.7	4.9	278.0	4.9	278.0	5.4	0.3090	3.9	0.04402	1.8	0.466
10	0.45	438	266	0.63	16.8	281.1	4.9	280.2	4.9	280.6	5.4	0.3356	2.7	0.04458	1.8	0.648
11	1.18	276	143	0.54	10.00	264.7	4.8	262.7	4.7	263.8	5.2	0.3330	5.1	0.04192	1.8	0.358
12	0.15	1305	1454	1.15	48.7	273.9	4.6	273.4	4.7	273.8	5.7	0.3175	2.0	0.04340	1.7	0.874
13	1.12	335	241	0.75	12.8	279.9	5.0	278.3	5.0	278.1	5.7	0.3450	3.0	0.04437	1.8	0.596
14	0.77	376	236	0.65	14.2	276.6	5.1	274.9	5.1	275.8	5.7	0.3440	3.3	0.04384	1.9	0.568
15	0.55	794	814	1.06	29.8	275.2	4.7	273.9	4.7	274.3	5.6	0.3354	2.3	0.04362	1.7	0.746

a) Pb_c和Pb^*分别指普通铅和反射成因铅. 标准标定的误差为 0.50%, 但不包括在上述误差之中, 只在比较不同靶的数据时使用. b)以实测^{204}Pb校正的普通铅. c)假设$^{206}Pb/^{238}U$-$^{207}Pb/^{235}U$年龄一致校正的普通铅. d)假设$^{206}Pb/^{238}U$-$^{208}Pb/^{232}Th$年龄一致校正的普通铅

得到$^{206}Pb/^{238}U$年龄为 287 ± 5 Ma, MSWD = 0.34.

黄山东岩体的样品共测定了 15 个锆石颗粒. 所有数据点在U-Pb谐和图上集中落在谐和线上及其右侧, 只有 1 个数据点因为$^{207}Pb/^{235}U$比值较高, 偏离谐和线较远(图 3(b)). 虽然$^{207}Pb/^{235}U$比值比较分散, 但$^{206}Pb/^{238}U$年龄值却比较集中, 得到$^{206}Pb/^{238}U$年龄为 274 ± 3 Ma, MSWD = 1.35.

上述两个年龄是使用实测的^{204}Pb做普通铅校正的结果. 需要指出的是, 即使采用其他的普通铅校正方法, 仍然能够得到在误差范围内一致的$^{206}Pb/^{238}U$年龄(参见表 1).

两个定年样品的锆石Th/U比值分别变化于 1.06~1.80 和 0.52~1.33 之间, U, Th之间呈现良好的线性关系, 表明所测定的锆石都是从岩浆中结晶形成的[18,19], 因而锆石年龄可以代表岩体的形成时代.

4 讨论

黄山东岩体黑云母橄榄苏长岩的SHRIMP锆石U-Pb年龄为 274 ± 3 Ma, 即使考虑到年龄误差, 也明显小于该岩体全岩Sm-Nd等时线年龄和矿石Sm-Nd等时线年龄(分别为 320 ± 38 Ma和 314 ± 14 Ma)[4], 甚至小于新近报道的矿石Re-Os等时线年龄值(282 ±20 Ma)[7]. 根据Re-Os同位素数据[7], 输入的$^{187}Re/^{188}Os$和$^{187}Os/^{188}Os$误差分别为 1%和 0.05%, 用

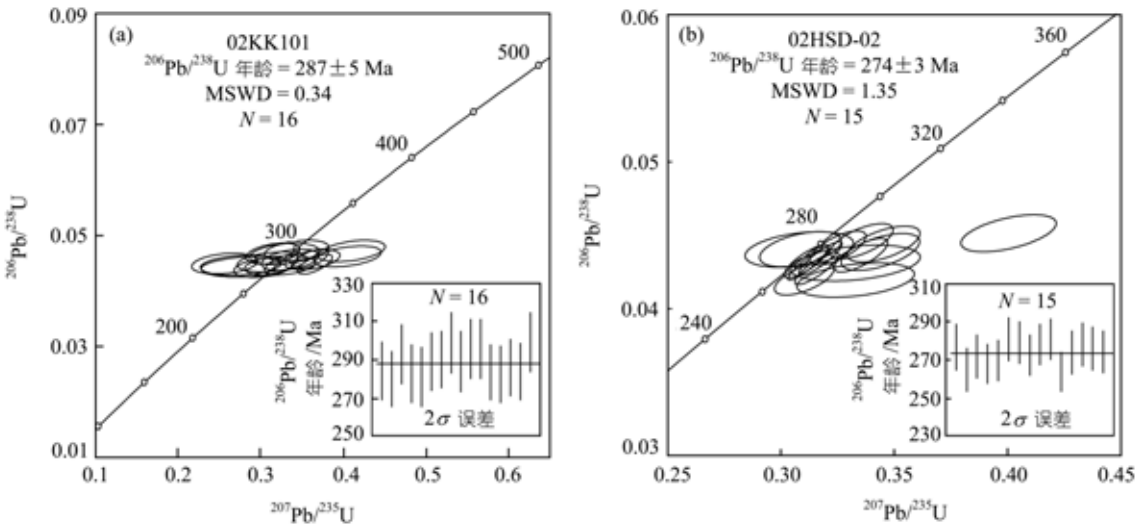


图 3 喀拉通克 1 号岩体(a)和黄山东岩体(b)的$^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$谐和图

ISOPLOT[16]重新计算的等时线年龄 279 ± 17 Ma, 与所报道的值[7]基本一致. 显然, 无论是Re-Os等时线年龄还是SHRIMP锆石U-Pb年龄均表明, 黄山东岩体的形成时代是在 275 Ma左右, 而不是在 310~320 Ma. 如果考虑到锆石U-Pb体系具有约 900℃的封闭温度[20]以及高质量的SHRIMP锆石U-Pb定年结果, 将 274 ± 3 Ma作为黄山东岩体的形成时代是可靠的.

喀拉通克 1 号岩体黑云母苏长岩的SHRIMP锆石U-Pb年龄为 287 ± 5 Ma, 处于该岩体各岩相全岩Rb-Sr等时线年龄的范围(285±17 ~ 298±23 Ma之间)[2], 在误差范围内也与该岩体全岩Sm-Nd等时线年龄和矿石Sm-Nd等时线年龄(分别为 298 ± 11 和 281 ± 12 Ma)[4]基本一致, 但是误差明显小得多.

上面引用的Rb-Sr和Sm-Nd等时线年龄值的误差至少在 4%以上, 最高达到 17%. 如果用ISOPLOT[16]重新计算这些等时线年龄, 得到的年龄误差更大. 例如, 根据喀拉通克 1, 2, 3 号岩体的Rb-Sr同位素数据[1], 输入的$^{87}Rb/^{86}Sr$和$^{87}Sr/^{86}Sr$误差分别为 2%和 0.02%, 重新计算得到的各等时线年龄误差在 13%~106%之间, 平均误差为 42%. 根据喀拉通克 1 号岩体和黄山东岩体的 Sm-Nd 同位素数据[4], 输入的$^{147}Sm/^{144}Nd$和$^{143}Nd/^{144}Nd$误差分别为 0.5%和 0.05%, 重新计算得到的各等时线年龄误差最低为 74%. 显然, 误差如此之大的等时线年龄不能准确限定喀拉通克和黄山东岩体及其所含矿体的形成时代.

与已有的 Rb-Sr, Sm-Nd 和 Re-Os 等时线年龄值相比较, 喀拉通克 1 号岩体黑云母苏长岩和黄山东岩体黑云母橄榄苏长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄的误差很小, 低于 2%. 因此, SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄对这两个岩体的形成时代提供了较以前更严格的制约.

5 地质意义

高精度的SHRIMP锆石U-Pb定年结果显示, 一方面, 喀拉通克 1 号岩体和黄山东岩体的形成时代存在明显差别, 而且黄山东岩体与同一镁铁质-超镁铁质杂岩带中的香山岩体的形成时代(285 ± 1.2 Ma)[9,10]也存在明显差别. 另一方面, 位于不同镁铁质-超镁铁质杂岩带的香山岩体和喀拉通克 1 号岩体的形成时代在误差范围内一致. 这可能暗示: (1) 在喀拉通克和黄山-镜儿泉两个镁铁质-超镁铁质杂岩带中, 岩浆活动可能是同时发生的; (2) 同一镁铁质-超镁铁质杂岩带中的岩浆活动持续了至少 10 Ma以上.

如果喀拉通克和黄山-镜儿泉两个镁铁质-超镁铁质杂岩带是在 270~290 Ma期间形成的, 那么, 它们与邻近的后碰撞A型花岗岩的形成时代相近. 例如, 喀拉通克镁铁质-超镁铁质杂岩带邻近乌伦古河A型花岗岩带, 黄山-镜儿泉镁铁质-超镁铁质杂岩带邻近克拉麦里-哈尔里克碱性花岗岩带, 而这些A型花岗岩形成于 270~300 Ma之间[21~24]. 与此相似的是, 中国东北的红旗岭等含铜镍矿的镁铁质-超镁铁质杂岩与邻近的后碰撞A型花岗岩均形成于 190~230 Ma期间[25]. 因此, 在中亚造山带(Central Asian Orogenic Belt)显生宙地壳生长过程中, 含铜镍矿的镁铁质-超镁铁质杂岩与邻近的后碰撞A型花岗岩形成时代相近可能具有普遍意义, 与后碰撞伸展背景下岩石圈

地幔拆沉和软流圈地幔上涌、熔融作用可能密切相关, 因而可以作为幔源岩浆侵入地壳导致地壳垂向生长[25~27]的最直接的标志.

高精度的SHRIMP锆石U-Pb定年结果还表明, 喀拉通克 1 号岩体和黄山东岩体的形成时代有显著差别, 锆石的U, Th, Pb含量也存在明显差异(表 1). 根据这两个岩体的Sm-Nd同位素数据[4], 按照SHRIMP锆石U-Pb年龄值重新计算的$\varepsilon_{Nd}(t)$值也表现出显著差别: 喀拉通克 1 号岩体的平均值为+5.60, 黄山东岩体的平均值高达+7.29. 所有这些均表明, 或者两个岩体的岩浆来源于亏损程度存在明显差异的地幔源区, 或者岩浆在从源区侵入地壳的过程中受到了不同程度的地壳物质混染.

由于铜镍矿床与镁铁质-超镁铁质杂岩的形成密不可分, 矿体即是岩体的重要组成部分, 所以这两个岩体的 SHRIMP 锆石年龄也就限定了铜镍矿床的成矿时代, 即岩体所含的铜镍矿床不会早于岩体形成. 因此, 在讨论新疆北部镁铁质-超镁铁质杂岩及其所含铜镍矿体的形成时代时, 非常有必要重新评价以前获得的某些同位素年代学资料.

致谢 锆石定年工作得到北京离子探针中心刘敦一等的大力支持; 三位匿名评审人提出了宝贵的意见和建议, 在此一并表示感谢. 本工作受国家重点基础研究发展规划项目(2001CB409802)、教育部"跨世纪人才培养计划"和中俄国际合作基金(40211120647)资助.

参 考 文 献

1 王润民, 赵昌龙. 新疆喀拉通克一号铜镍硫化物矿床. 北京: 地质出版社, 1991. 1~319
2 倪志耀. 新疆哈密黄山东镁铁-超镁铁杂岩体成因探讨. 西北地质, 1992, 13(2): 9~16
3 冉红彦, 肖森宏. 喀拉通克含矿岩体的微量元素与成岩构造环境. 地球化学, 1994, 23(4): 392~401
4 李华芹, 谢才富, 常海亮, 等. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用时代. 北京: 地质出版社, 1998. 1～264
5 何国琦, 李茂松, 刘德权, 等. 中国新疆古生代地壳演化系成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社; 香港: 香港文化教育出版社, 1994. 1~437
6 倪守斌, 满发胜, 陈江峰. 新疆菁布拉克基性超基性岩带的Sm-Nd 同位素年龄. 岩石矿物学杂志, 1994, 13(3): 227~231
7 Mao J W, Yang J M, Qu W J, et al. Re-Os age of Cu-Ni ores fron the Huangshandong Cu-Ni-sulfide deposit in the East Tianshan Mountains and its implications for geodynamic process. Acta Geologica Sinica - English Edition, 2003, 77(2): 220~226
8 王登红, 陈毓川, 徐志刚, 等. 新疆北部 Cu-Ni-(PGE)硫化物矿床成矿系列探讨. 矿床地质, 2000, 19(2): 147~155
9 Qin K, Zhang L, Xiao W, et al. Overview of major Au, Cu, Ni and Fe deposits and metallogenic evolution of the eastern Tianshan Mountains, Northwestern China. In: Mao J, Goldfarb R J, Seltmann R, et al. eds. Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan. London: IAGOD Guidebook Series 10, 2003. 227~248
10 秦克章, 方同辉, 王书来, 等. 东天山古生代板块构造分区、演化与成矿地质背景研究. 新疆地质, 2002, 20(4): 302~308
11 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 2002, 48(增刊): 26~30
12 Compston W, Williams I S. Ion-probe ages for the British Ordovician and Silurian stratotypes. In: Webby B D, Laurie J R, eds. Global Perspectives on Ordovician Geology. Rotterdam: Balkema, 1992. 59~67
13 Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M A, Shanks III W C, Ridley W I, eds. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology, 1998, 7: 1~35
14 Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chemical Geology, 2003, 200(1-2): 155~170[DOI]
15 Black L P, Kamo S L, Williams I S, et al. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology; a critical appraisal of four zircon standards. Chemical Geology, 2003, 200(1-2): 171~188[DOI]
16 Ludwig K R. SQUID 1.02, a user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2002, No. 2
17 Ludwig K R. Isoplot/Ex Version 2.02, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2002, 1a
18 Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitchen G J. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: Implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1998, 132(3): 288~299[DOI]
19 Claesson S, Vetrin V, Bayanova T, et al. U-Pb zircon age from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia; a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic. Lithos, 2000, 51(1): 95~108[DOI]
20 Mezger K, Krogstad E J. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. Journal of Metamorphic Petrology, 1997, 15(1): 127~140[DOI]
21 Han B F, Wang S G, Jahn B M, et al. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: Geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. Chemical Geology, 1997, 138(3-4): 135~159[DOI]
22 顾连兴, 褚强, 胡受奚, 等. 新疆克拉麦里-哈尔里克碱性花岗岩带地质特征及成因. 新疆地质科学, 第 2 辑. 北京: 地质出版社, 1990. 47~55
23 毕承思, 沈湘元, 徐庆生. 贝勒库都克锡矿带同位素地质学研究. 新疆地质科学, 第 5 辑. 北京: 地质出版社, 1994. 106～119
24 卢秋霞, 刘显凡. 新疆东准噶尔西部含锡花岗岩带的同位素地球化学研究. 新疆地质科学, 第 5 辑. 北京: 地质出版社, 1994. 132~143
25 Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. Chemical Geology, 2002, 187(1-2): 143~173[DOI]
26 韩宝福, 何国琦, 王式洸, 等. 新疆北部后碰撞幔源岩浆活动与陆壳纵向生长. 地质论评, 1998, 44(4): 396～406
27 韩宝福, 何国琦, 王式洸. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质. 中国科学, D 辑, 1999, 29(1): 16~21

(2004-05-17 收稿, 2004-08-09 收修改稿)