

辽宁海城炒铁河辉长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及地质意义

苗来成^①, 张福勤^①, 刘敦一^②, 石玉若^②, 颜顽强^②

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

② 中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心, 北京 100037

E-mail: miaolc@mail.igcas.ac.cn

2009-03-02 收稿, 2009-05-06 接受

国家自然科学基金(批准号: 40773025)和国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB403504)资助项目

摘要 对辽东海城地区的炒铁河辉长岩侵入体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果表明, 该辉长岩侵位年龄为(126±4) Ma, 说明它形成于早白垩世华北克拉通岩石圈大规模减薄背景下, 而不是长期认识的形成于古元古代裂谷环境. 该辉长岩体含有大量的年龄为古元古代(2.10~2.4和~1.87 Ga)和新元古代(747~969 Ma)的老锆石, 前者可能来源于华北地块本身, 而后者则可能来自俯冲到华北之下的扬子地块. 这些年龄信息对认识中生代华北地壳的演化具有重要启示意义.

关键词

辉长岩
锆石
SHRIMP
辽东
华北克拉通

辽东太子河拗陷以南的鞍山和海城东南的早前寒武纪地体中发育有大量的基性岩类侵入体(图 1(a)), 岩性主要为辉长岩和辉绿岩及少量的闪长岩. 这些基性侵入体以脉状及岩株状侵入到辽河群变质岩及混合岩中, 一部分发生一定程度的变质变形. 在营口幅和辽阳幅 1:20 万区域地质调查报告中, 这些基性侵入岩被划为吕梁期侵入岩¹⁾. 尽管这一认识是在缺乏令人信服的地质和同位素年代学证据的情况下提出的, 但却被长期接受^[1], 并一直沿用至今. 另外, 有关这些基性侵入岩研究的公开发表的资料更是十分难觅. 我们在进行该地区野外调查时, 发现有些所谓的“吕梁期基性侵入岩”明显沿断层或韧性剪切带侵入, 本身除有一定的变形特征外, 基本未发生变质作用. 本文报道我们对辽宁海城地区一个辉长岩体

的锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果, 并初步探讨其地质意义.

1 地质背景

海城东南地区发育的地层主要是下元古界辽河群(图 1(b)). 辽河群主体为一套绿片岩相(局部达角闪岩相)的变质岩系, 自下而上可分为浪子山、里尔峪、高家峪、大石桥和盖县五个岩组^[1]. 浪子山组主要岩性为变质砾岩、石英岩、千枚岩、二云石英片岩、变粒岩夹大理岩; 里尔峪组岩性以浅粒岩、黑云(电气、阳起石)变粒岩、变流纹岩夹二云片岩及大理岩; 高家峪组以石榴二云片岩、炭质板岩、石墨透闪变粒岩、透闪透辉岩夹大理岩为主; 大石桥组以大理岩夹片岩为主; 盖县组岩性为二云片岩、十字二云片岩、石榴二云片岩、二云变粒岩夹石英岩及变质砂岩. 辽河群

1) 辽宁省地质局. 中华人民共和国 1:200000 区域地质调查报告, K-51-XXVII (营口市)幅和 K-51-XXVIII (辽阳)幅(联测), 1975

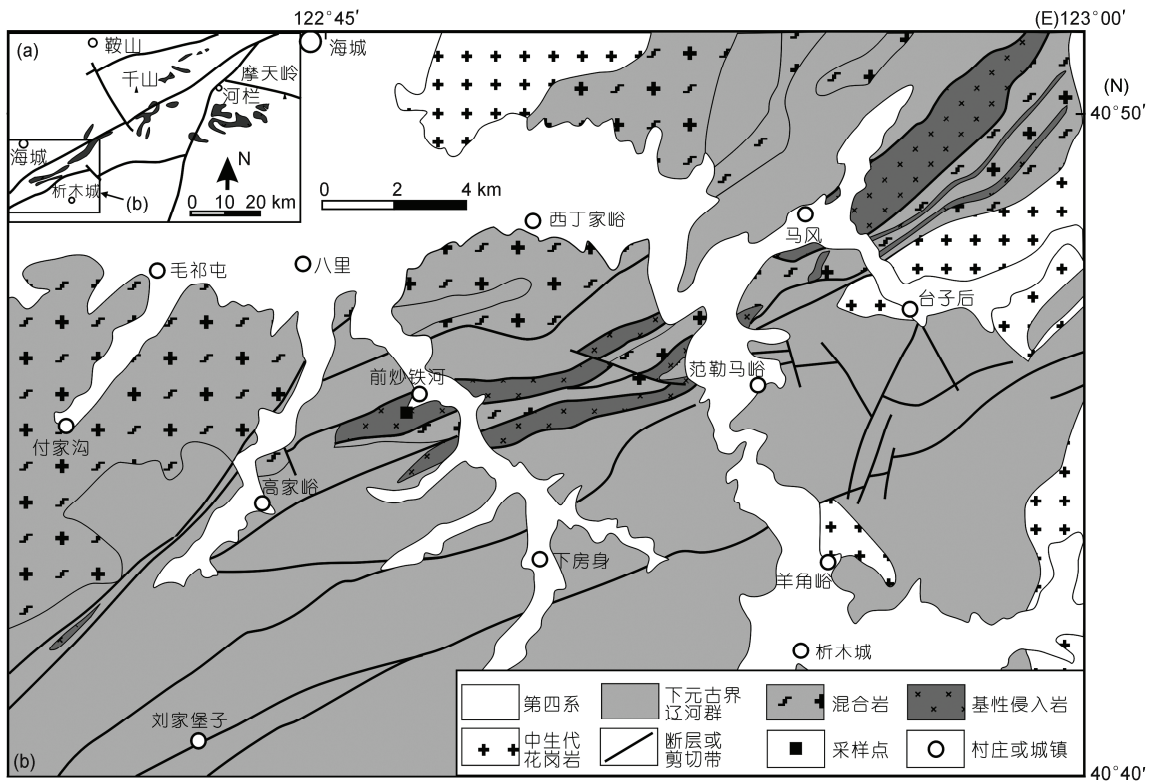


图 1 辽宁千山地区基性侵入岩分布图(a)和海城地区地质简图(b)
据 342 页 1) 修编

地层走向总体呈 NEE-NE 向，与区域构造线方向一致。

区内混合岩及混合花岗岩(以下统称混合岩类)十分发育，主要有太古代和元古代两期，其中太古代混合岩类又分为早期斜长混合岩类和晚期微斜混合岩类两类¹⁾。元古代混合岩类主体以黑云角闪质条痕状混合岩为主，夹少量均质混合岩。实际上，这些不同期次的混合岩空间上常常叠置在一起，很难找出它们之间的界线。尽管不同地点混合岩类特征不尽相同，但总体上其基体主要为斜长角闪岩、黑云变粒岩等为主，脉体则以长英质为主。主要混合岩带的总体展布方向与地层展布方向基本一致(图 1(b))。

区内岩浆活动，除早前寒武纪混合花岗岩外，中生代花岗岩类和基性岩类侵入体相当发育。中生代花岗岩类多以岩株及岩基状产出，岩性主要为二长花岗岩、似斑状黑云母花岗岩及流纹斑岩。中生代基性侵入岩类多呈脉状或岩墙状产出，岩性主要为辉长岩、辉绿岩和少量的辉长闪长岩等。要指出的是这里所述中生代基性侵入岩前人长期以来将其视为早

元古代侵入岩，但本文的研究结果表明它们(至少是部分)是中生代燕山期形成。

区内断裂和韧性剪切带走向以 NE-NEE 向为主，另有少量规模相对较小的呈 NW 展布。区内主要基性岩的分布明显受这些构造控制(图 1(b))。

2 样品描述及分析方法

被测样品(2007JCB-33)采自海城东南前炒铁河村口(图 2; GPS 位置坐标: 40°45'41.9"N, 122°47'14.3"E), 岩性为辉长岩。该辉长岩体赋存在辽河群里尔峪组变质岩中，并与之呈断层接触。露头尺度上，岩体本身具一定的变形特征，显示出弱的片麻理构造；显微尺度上，板柱状矿物具有一定的定向排列。岩石的主要矿物为辉石和斜长石；副矿物主要磁铁矿和锆石(显微镜下可见)。辉石主要为单斜辉石，呈柱状，有的辉石可见似钾长石的卡氏双晶，多数已发生强烈的绿泥石化和次闪石化；斜长石发育聚片双晶，蚀变相对较弱，部分发生槽化(表面不干净)。

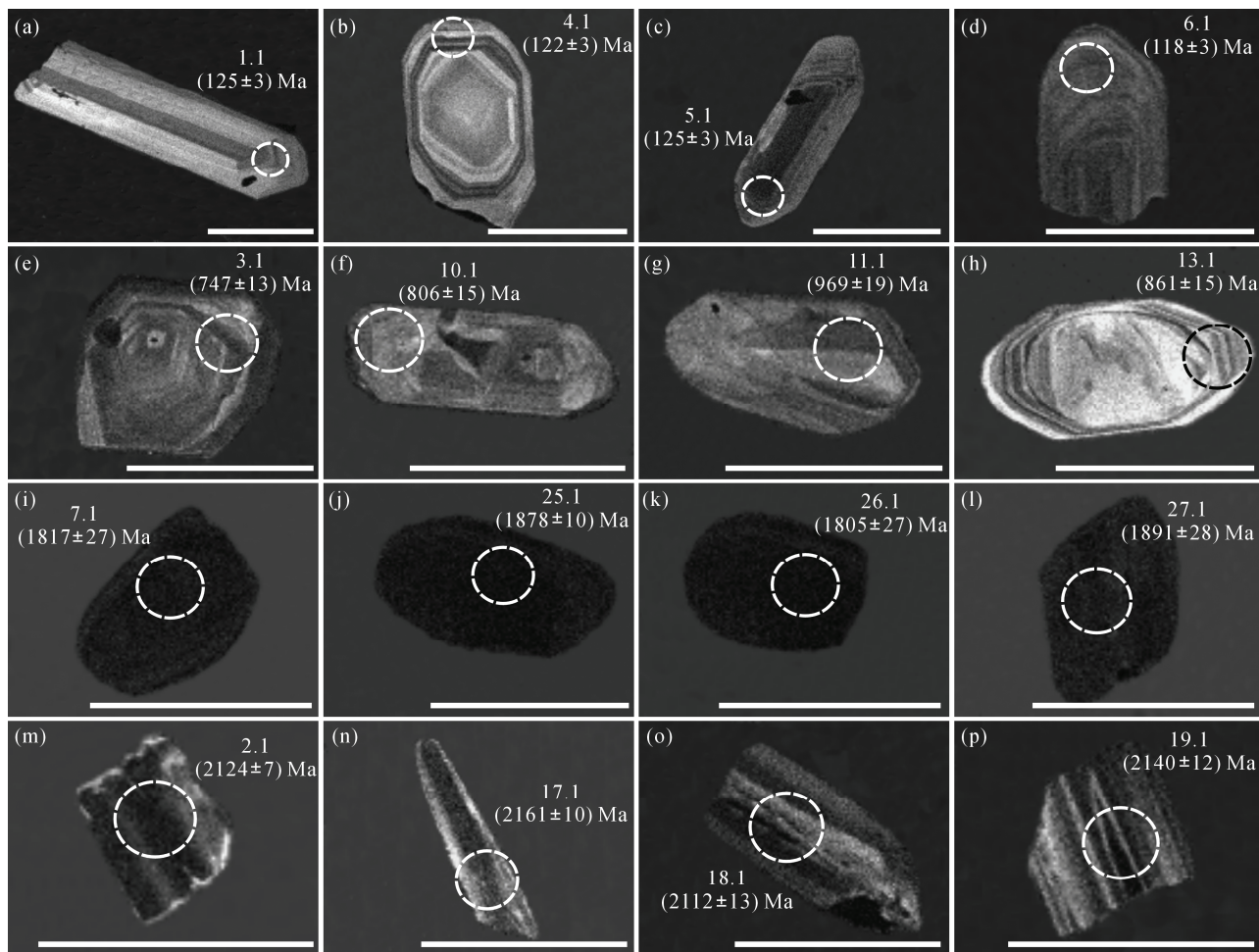


图2 辽东炒铁河辉长岩(样品 2007JCB-33)中代表性锆石 CL 图像(标尺长 100 μm)

该样品中锆石粒度较细,形态较为复杂.阴极发光(CL)图像分析显示,这些锆石至少可以分为4类.第一类为强发光的长或短柱状自形晶,并发育完好的岩浆生长环带(图2(a)~(d));第二类为发光强度中等的短柱状颗粒,晶形稍差,部分环带较发育(图2(e), (h)),但有的环带明显受后期改造过(图2(f), (g));第三类为发光强度极弱的圆状或短柱状颗粒,边界平滑(图2(i)~(l));第四类为发光较弱,以发育带状分带的晶体为特征(图2(m)~(p)),有发育极窄的增生亮边(图2(m)).

锆石采用重选和磁选方法从重约20 kg的新鲜辉长岩中分离出来,并在双目显微镜下挑纯;然后,将锆石与标准锆石BR266(559 Ma, U含量 909×10^{-6})和TEM(年龄417 Ma)一起制靶.详细的制靶过程请参阅文献[2].样品靶制成后,首先在光学显微镜下对被测样品进行照相(包括透射光和反射光),然后在扫描

电镜下进行锆石阴极发光(CL)成像研究,以查明锆石的内部结构及成因^[3,4],同时可以保证SHRIMP测点位于最佳部位(如避开有包裹体或杂质、裂缝、U含量特高部位和横跨在核-增生层的边界上等).最后,将靶渡金(以增强导电性)后,在SHRIMP II上进行U-Th-Pb分析.

锆石SHRIMP U-Pb分析在北京离子探针中心SHRIMP II上完成.在分析过程中,应用标准锆石TEM(417 Ma)进行元素间的分馏校正(interelement fractionation), Pb/U校正公式采用 $Pb/U = A(UO/U)^{2.5}$;用标准锆石BR266标定所测锆石和TEM的U, Th和Pb含量.更为详细的SHRIMP分析流程请参阅文献[6,7].

数据处理和年龄计算采用程序SQUID1.02和ISOPLLOT3.0^[8];衰变常数使用Steiger和Jager的推荐值^[9];普通铅校正使用直接测定²⁰⁴Pb方法^[6],其组成

用 Stacey-Kramers 模式给出的相应时间的地壳平均 Pb 同位素组成^[10]. 因年轻锆石(<1000 Ma)中放射成因 ²⁰⁷Pb 量较少, 分析中容易产生较大的误差, 因此对年轻锆石(<1000 Ma)均使用其 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄, 而对较老锆石(>1000 Ma)则使用其 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄. 本文数据表中所列数据均为同一测点连续 5 次分析的平均值, 误差为 1σ, 但样品最终年龄的加权平均值的误差则为 2σ.

3 分析结果

对该辉长岩样品中锆石所进行的 29 个点的分析结果列于表 1, 并示于图 3. 在本次分析过程中, 对标准锆石 TEM 所进行的 31 个分析所得到的 Pb/U:

UO/U² 比值的误差为 0.74% (2σ). 分析结果表明, 前述 4 类锆石具有不同的年龄: 第一类锆石的 9 个分析点得到的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄范围为 118~132 Ma, 其加权平均值为(126±4) Ma (MSWD=2.8; 图 3(b)); 第二类锆石的 8 个分析点给出的结果较为分散, 其年龄分别为 275, 747, 806, 861, 865, 969, 1407 和 1612 Ma(见表 1); 第三类锆石的 4 个分析点给出近一致的结果, 其加权平均 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄为(1874±9) Ma (MSWD=0.43; 图 3(a)); 第四组锆石的 8 个分析点给出的 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄范围为 2103~2462 Ma, 其中有 6 个结果相近的分析得到的加权平均年龄为(2132±21) Ma (MSWD=3.1; 图 3(a)), 另外两个分析给出的 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄更大, 分别为(2322±16)和(2462±8) Ma, 且

表 1 辽东炒铁河辉长岩锆石 SHRIMP U-Th-Pb 分析结果^{a)}

测点号	f_{206}	U	Th	Th/U	²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb*/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb						
	(%)	/μg·g ⁻¹	/μg·g ⁻¹		/μg·g ⁻¹	比值	误差 (%)	比值	误差 (%)	比值	误差 (%)	年龄 /Ma	误差 ±	年龄 /Ma	误差 ±		
JCB33-1.1	-1.09	184	180	1.01	3	0.0080	5.1	0.0808	8.2	0.218	8.5	0.0195	2.4	125	3	1217	161
JCB33-2.1	0.03	774	1158	1.55	267	0.1122	1.8	0.1320	0.4	7.290	1.8	0.4006	1.7	2172	32	2124	7
JCB33-3.1	0.50	293	294	1.04	31	0.0354	2.8	0.0645	4.3	1.093	4.7	0.1229	1.9	747	13	758	91
JCB33-4.1	-1.01	467	371	0.82	8	0.0071	4.6	0.0697	7.5	0.184	7.9	0.0191	2.4	122	3	921	154
JCB33-5.1	1.31	558	260	0.48	10	0.0059	7.1	0.0470	8.9	0.127	9.1	0.0197	2.0	125	3	49	212
JCB33-6.1	2.51	302	192	0.66	5	0.0055	10.7	0.0425	17.7	0.109	17.9	0.0186	2.3	118	3	-195	443
JCB33-7.1	0.12	1750	202	0.12	490	0.0913	3.2	0.1145	0.4	5.140	1.7	0.3256	1.7	1817	27	1872	7
JCB33-8.1	1.83	192	107	0.58	3	0.0058	12.5	0.0561	16.1	0.146	16.6	0.0189	4.0	121	5	457	357
JCB33-9.1	0.35	1032	404	0.40	39	0.0136	3.0	0.0521	2.4	0.313	3.0	0.0436	1.8	275	5	289	55
JCB33-10.1	0.21	140	56	0.41	16	0.0485	5.2	0.0739	4.0	1.357	4.5	0.1332	2.0	806	15	1037	80
JCB33-11.1	0.47	104	54	0.54	15	0.0511	7.0	0.0724	5.4	1.620	5.8	0.1622	2.1	969	19	998	111
JCB33-12.1	-0.85	240	101	0.44	4	0.0094	10.9	0.0744	11.3	0.209	11.5	0.0204	2.2	130	3	1052	228
JCB33-13.1	0.25	228	185	0.84	28	0.0225	4.9	0.1362	2.0	2.683	2.7	0.1428	1.9	861	15	2180	35
JCB33-14.1	0.44	112	109	1.00	26	0.0766	3.0	0.0994	2.1	3.654	2.9	0.2667	2.0	1524	27	1612	38
JCB33-15.1	0.90	185	206	1.15	3	0.0062	6.9	0.0669	10.9	0.188	11.2	0.0204	2.6	130	3	833	228
JCB33-16.1	0.07	331	133	0.42	68	0.1086	2.2	0.1479	0.8	4.857	2.0	0.2382	1.8	1377	23	2322	13
JCB33-17.1	-0.04	443	502	1.17	151	0.1150	2.0	0.1348	0.6	7.372	2.0	0.3967	1.9	2154	35	2161	10
JCB33-18.1	0.08	274	229	0.86	92	0.1085	2.0	0.1311	0.7	7.014	2.0	0.3882	1.9	2114	34	2112	13
JCB33-19.1	0.08	542	626	1.19	188	0.1164	1.8	0.1332	0.7	7.415	1.9	0.4039	1.8	2187	33	2140	12
JCB33-20.1	0.21	1583	2564	1.67	28	0.0063	2.0	0.0508	2.8	0.142	3.3	0.0203	1.8	130	2	232	66
JCB33-21.1	-0.55	397	393	1.02	7	0.0072	5.9	0.0630	9.0	0.179	9.3	0.0207	2.0	132	3	707	192
JCB33-22.1	0.17	212	235	1.15	71	0.1132	2.7	0.1303	0.9	7.032	2.4	0.3913	2.2	2129	41	2103	16
JCB33-23.1	0.23	649	243	0.39	126	0.0697	2.5	0.0891	1.4	2.766	2.2	0.2251	1.7	1309	20	1407	27
JCB33-24.1	0.12	281	286	1.05	93	0.1071	2.0	0.1330	1.0	7.075	2.0	0.3859	1.8	2104	32	2138	17
JCB33-25.1	0.19	685	94	0.14	198	0.0888	3.4	0.1149	0.6	5.321	1.9	0.3358	1.8	1867	29	1878	10
JCB33-26.1	0.10	810	457	0.58	225	0.0903	1.8	0.1144	0.5	5.093	1.8	0.3230	1.7	1805	27	1870	8
JCB33-27.1	0.07	829	89	0.11	243	0.0955	2.6	0.1154	0.8	5.426	1.9	0.3410	1.7	1891	28	1886	14
JCB33-28.1	0.03	526	246	0.48	179	0.1052	1.9	0.1606	0.5	8.790	1.8	0.3969	1.7	2155	32	2462	8
JCB33-29.1	-0.08	71	42	0.61	9	0.0485	3.9	0.0732	2.8	1.450	4.0	0.1436	2.9	865	23	1020	56

a) f_{206} 代表普通 ²⁰⁶Pb 占总 ²⁰⁶Pb 的百分比; Pb* 代表放射成因铅; 表中误差为 1σ

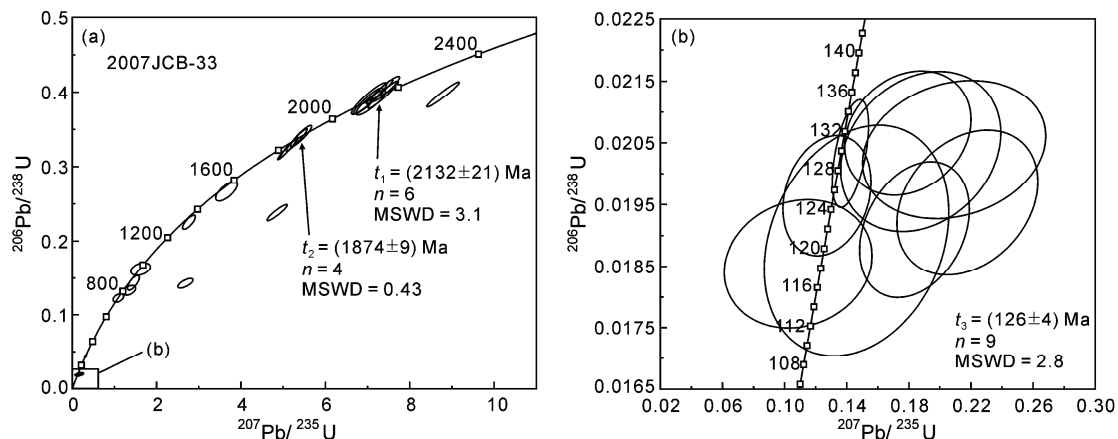


图3 辽东炒铁河辉长岩(样品 2007JCB-33)锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图

(a) 所有分析点; (b) 最年轻一组分析点

两者均极不谐和(正向不一致), 反映它们存在铅丢失.

4 讨论

4.1 炒铁河辉长岩的形成时代

可收集到的公开出版的资料显示, 20世纪70年代在开展该地区 1:20 万区域地质调查时最早将海城、鞍山东南部发育的包括炒铁河辉长岩在内的基性岩类侵入体归属为古元古代侵入岩. 尽管当时这一认识是在缺乏令人信服证据的基础上提出的, 但却被后来长期接受, 迄今也未见有关这些基性侵入岩研究的公开报道. 本文的研究结果表明, 炒铁河辉长岩侵位形成于中生代早白垩世, 而不是古元古代.

从本文的研究结果看, 炒铁河辉长岩中存在至少4类形态和内部结构不同的锆石, 相应地它们也给出4组不同的年龄. 依据锆石的 CL 图像特征和分析结果, 我们将最年轻的第一类锆石的年龄(126±4) Ma ($n=9$, MSWD=2.8)解释为该辉长岩体的侵位年龄, 而其他几组锆石均解释为继承或捕获锆石. 虽然本次测得的第4类锆石的年龄(2132±21) Ma ($n=6$, MSWD=3.1), 属古元古代, 但该年龄不可能代表辉长岩的侵位年龄. 因为如果它代表其侵位年龄, 那么其他给出相对年轻的3组年龄均应解释为岩体的变质年龄或热事件扰动年龄, 但这种解释很难成立. 首先, 炒铁河辉长岩体本身并不存在明显的变质矿物组合及变质组构, 仅有较弱的变形现象, 在这种条件下不可能形成变质锆石, 更何况是多期次的变质锆石. 尽管第3组年龄为(1874±9) Ma ($n=4$, MSWD=0.43)的锆石 Th, U 含量较高, 且 Th/U 比值(0.11~0.58;

图4(a), (b)较低, 与变质锆石的 Th/U 比值(通常<0.1)相近, 暗示这些锆石有可能属变质成因, 但它们也不可能是岩体本身变质作用形成, 而只能是继承或捕获的(变质)锆石. 其次, 年龄较年轻的第一、二组锆石晶形均相对完好, 并发育典型的岩浆生长环带, 且其 Th/U 比值(0.39~1.67; 图4(a))亦具典型岩浆成因锆石的比值特征, 因此第一、二组锆石不可能是变质成因锆石, 而应是该岩浆成因锆石. 因此, 我们认为最年青的具岩浆锆石特征的第一组锆石年龄(126±4) Ma 代表炒铁河辉长岩的侵位年龄, 也就是说炒铁河辉长岩侵位形成于中生代燕山晚期(早白垩世), 而不是古元古代.

这里需要说明的是在辽东鞍山-海城东南部地区基性侵入岩大量发育, 本次研究仅证明炒铁河辉长岩体是中生代形成的, 对于其他相类似的岩体或岩墙是否均是同时代的产物还有待进一步的研究证实.

4.2 地质意义

炒铁河辉长岩作为中生代幔源岩浆产物, 对认识该地区中生代地壳演化有重要的启示意义. 辽东地区属华北克拉通东部, 而华北克拉通东部岩石圈在中生代曾发生过强烈的减薄作用^[11~16]. 与岩石圈减薄作用相对应, 这一时期华北克拉通(东部)表现为大规模的伸展构造和强烈的壳-幔相互作用及由此而产生的大规模岩浆活动. 研究表明, 华北岩石圈减薄的时限为 130~110 Ma^[17~19], 而炒铁河辉长岩的侵位时间(126±4) Ma 与岩石圈减薄的峰期基本吻合, 充分说明炒铁河辉长岩形成于华北岩石圈减薄、伸展的

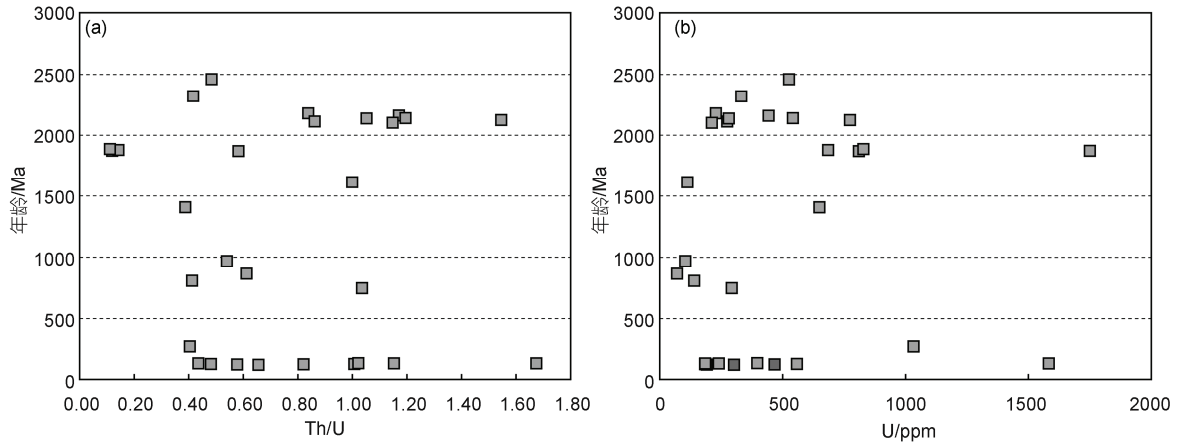


图 4 辽东炒铁河辉长岩(样品 2007JCB-33)锆石年龄与 Th/U(a)和 U 含量(b)之间协变关系

构造背景下.

炒铁河辉长岩含有大量的老锆石(表 1, 图 5). 依据 CL 图像和分析结果, 这些锆石大体上可分为 5 组, 从老到新其年龄范围分别为 2102~2462 (多数在 ~2130 Ma), 1870~1886 (平均~1875 Ma), 1407~1613, 969~747 和~275 Ma. 对于年龄为~1407, ~1613, ~275 Ma 的锆石, 因颗粒较少而代表性不强, 这里暂不讨论. 仅对其他几组数量较多的古老锆石年龄的意义进行简要讨论. 就这些古老锆石的成因而论, 既可能是从辉长岩源岩的地壳组分中继承来的, 也可能是岩浆侵位过程中从围岩中捕获的^[20]. 无论何种成因, 对下面的讨论而言, 它们具有相同或相似的指示意义.

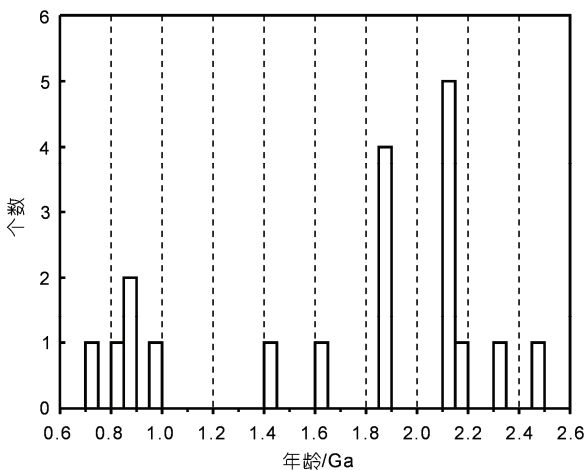


图 5 炒铁河辉长岩继承/捕获锆石年龄直方图
1 个给出(275±5) Ma 的锆石未示于图上

一般认为, 我国华北与扬子两个克拉通的前寒武地质演化历史具有明显的差异, 主要表现在华北陆壳比华南老, 华北存在~2.5 和~1.85 Ga 两期明显的地质记录, 但缺少新元古代及加里东期构造-岩浆活动的记录^[21,22]; 扬子或华南虽然也存在早前寒武纪的地质记录, 但以新元古代及加里东期岩浆活动强烈、并发育 Grenvillian 期记录为主要特征^[23,24]. 然而, 新近的研究表明华北克拉通东部还存在古元古代(2.0~2.2 Ga^[25,26])和中元古代(~1.2 Ga^[26,27])及新元古代(~0.82 Ga^[28])的岩浆活动记录, 而扬子及华夏也同样存在~2.5, ~2.0 和~1.85 Ga 年龄信息^[29,30]. 这使得仅从锆石年龄信息讨论这些锆石是来自华北还是来自华南具有不确定性. 例如: 炒铁河辉长岩中最大的两组年龄, 前者与该辉长岩的围岩, 即辽河群及相关花岗岩的年龄大体相当, 而后者则与该地区乃至整个华北克拉通早元古代末期的一次构造-热事件的年龄^[21,22,25]一致, 所以这些锆石来自华北的可能性很大, 但来自被俯冲到华北之下的扬子或华夏地块的可能性也难以排除.

同样, 对辽东炒铁河辉长岩中新元古代(969~747 Ma)锆石的解释同样存在多解性. 另据报道, 辽东半岛南部大连地区的三叠纪辉绿岩脉中也同样存在大量的新元古代年龄的锆石^[20]. 对此, 杨进辉等人^[20]已经罗列了各种可能(此不赘述), 并倾向认为这些锆石年龄信息可能代表了华北地块对 Rodinia 的响应^[20]. 以现有的资料水平, 尽管杨进辉等人^[20]提出的其他可能性还不能完全排除, 但我们更倾向认为这些新元古代锆石更可能来源于俯冲到华北陆块之

下的扬子地块,理由如下:

(1) 虽然朝鲜半岛有新元古代岩浆活动的报道^[28],但目前较少,而它们又正好被不同地点、不同时代(三叠纪和白垩纪)的基性岩浆继承或捕获的机率如此之高而难以理解。况且,在郯庐断裂以东我国境内的辽东(即含有大量新元古代锆石的中生代基性岩发育地区)及胶东地区,迄今未甄别出新元古代的火成岩类地质体及级别较高的新元古代变质作用,故这些新元古代锆石来自被俯冲到华北之下的扬子/华南地块的可能性更大。

(2) 如果华北在新元古代时期位于一个时代相当于 Grenvillian 造山带附近并接受源自该造山带剥蚀物的沉积^[20],那么这种沉积体在华北东部是否存在?退一步讲,即使存在,也要求这些沉积体位于华北克拉通东部基底之下,即要求华北的地壳有大规模的构造叠置或反转,但目前尚无这方面的报道。

(3) 尽管最近朝鲜半岛有 Grenvillian 期岩浆活动(~1.2 Ga)记录^[26,27]报道,并认为是华北克拉通本身存在 Grenvillian 期岩浆作用的证据,但还有一种可能性:即这些中元古代花岗岩(多为片麻状^[26])也可能是俯冲到华北之下的扬子/华南地壳被后来地质作用(如变质核杂岩构造)剥离至目前地表(当然这也需要更进一步研究证实)。

(4) 目前所发现的含新元古代年龄锆石的侵入岩类主要分布于苏-鲁超高压带北侧一定的空间范围。如紧临该带北侧的胶东地区花岗岩^[31,32]、郯庐断裂西

侧徐州地区的埃达克岩^[33]、辽东半岛南部的“辽吉花岗岩”^[34]和辉绿岩脉^[20]及稍靠北即本文的炒铁河辉长岩。这种空间联系支持这些新元古代锆石来自俯冲到华北陆块之下的扬子陆块的可能。至于辽西地区中生代兴隆沟组火山岩(紧临郯庐断裂西侧)含有的新元古代锆石^[35],也可能有同样的意义,因为被俯冲到华北之下的扬子/华夏地块的规模和范围目前并不清楚。

当然上述只是我们依据现有的锆石年龄信息得到的倾向性认识,尚缺少“铁证”;同样,认为这些(中)新元古代锆石代表了华北本身对 Rodinia 响应的认识(如何响应不清楚)也存在诸多难以解释的问题。无庸讳言,这些新元古代锆石的年龄信息只是为我们提供了一个重要而有意义的线索,但要证明其具体的来源和实现的机制还需要做大量的多学科综合研究工作。

5 结论

(1) 辽东海城地区炒铁河辉长岩侵位年龄为(126±4) Ma,形成于早白垩世华北岩石圈减薄的构造背景下,而不是长期认识的形成于古元古代裂谷背景。

(2) 炒铁河辉长岩存在大量年龄不同的古老锆石,其中年龄为古元古代(2102~2462 和~1875 Ma)的锆石很可能来自华北地块本身,而年龄为新元古代(747~969 Ma)的则很可能是来自被俯冲到华北之下的扬子地块。这对认识华北中生代地壳演化具有重要启示意义。

致谢 感谢北京离子探针中心张玉海、杨之青和陶华等在锆石 SHRIMP U-Pb 分析过程中给予的大力支持和帮助。

参考文献

- 1 辽宁省地质矿产局. 辽宁省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1989
- 2 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
- 3 简平, 程裕淇, 刘敦一. 变质锆石成因的岩相学研究—高级变质岩 U-Pb 年龄解释的基本依据. 地学前缘, 2001, 3: 183—191
- 4 周剑雄, 陈振宇. 锆石等测年矿物的电子探针及阴极射线致发光综合研究新方法. 地质论评, 2002, 8(增刊): 31—35
- 5 Claoue-Long J C, Compston W, Roberts J, et al. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis. In: Berggren W A, Kent D V, Aubry M P, et al, eds. Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Spec Pub, 1995, 5: 3—31
- 6 Compston W, Williams I S, Mayer C. U-Pb geochronology of zircons from Lunar Breccia 73217 using a Sensitive High Resolution Ion Microprobe. Proc. XIV Lunar Planetary Science Conference. J Geophys Res, 1984, 89 (Suppl): B525—B534
- 7 Williams I S, Claessens S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high-grade paragneisses from the Devede Nappes, Scandinavian Caledonides. II: Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contrib Mineral Petrol, 1987, 97: 205—217
- 8 Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Special Publication, No. 4, 2003

- 9 Steiger R H, Jager E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet Sci Lett*, 1977, 36: 359—362
- 10 Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth Planet Sci Lett*, 1975, 26: 207—222
- 11 Fan W M, Menzies M A. Destruction of aged lower lithosphere and asthenosphere mantle beneath eastern China. *Geotecton Metal*, 1992, 16: 171—179
- 12 Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W, et al, eds. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. *Geol Soc Spec Publ*, 1993, 76: 71—81
- 13 Fan W M, Zhang H F, Baker J, et al. On and off the North China craton: Where is the Archean keel? *J Petrol*, 2000, 41: 933—950
- 14 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 中国东部岩石圈减薄的几个问题. *地学前缘*, 2003, 10: 51—60
- 15 许文良, 王静海, 王冬艳, 等. 华北克拉通东部中生代岩石圈减薄的过程与机理: 中生代火成岩和深源捕虏体证据. *地学前缘*, 2004, 11: 309—318
- 16 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: Evidence from major, trace element, and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contrib Mineral Petrol*, 2002, 144: 241—253
- 17 翟明国, 樊祺诚, 张宏福, 等. 华北东部岩石圈减薄中的下地壳过程: 岩浆底侵、置换与拆沉作用. *岩石学报*, 2005, 21: 1509—1526
- 18 樊祺成, 张宏福, 隋建立, 等. 岩浆底侵作用与汉诺坝现今壳-幔边界组成——捕虏体岩石学与地球化学证据. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35: 1—14
- 19 Zhou X, Wilde S A, Sun M, et al. Local response to global Mesozoic overturn: Inferred from SHRIMP zircon dating of lower crust xenoliths, North China Craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 2002, 66: 878
- 20 杨进辉, 吴福元, 张艳斌, 等. 辽东半岛南部三叠纪辉绿岩中发现新元古代年龄锆石. *科学通报*, 2004, 49: 1878—1882
- 21 翟明国. 华北克拉通 21~17 亿年地质事件群的分解和构造意义探讨. *岩石学报*, 2004, 20: 1343—1354
- 22 Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, et al. Metamorphism of basement rocks in the Central Zone of the North China Craton: Implications for Paleoproterozoic tectonic evolution. *Precambrian Res*, 2000, 103: 55—88
- 23 Li Z X, Li X H, Zhou H, et al. Grenvillian continental collision in South China: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia. *Geology*, 2002, 30: 163—166
- 24 Zheng Y F, Wu R X, Wu Y B, et al. Rift melting of juvenile arc-derived crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. *Precambrian Res*, 2008, 163: 351—383
- 25 路孝平, 吴福元, 林景仟, 等. 辽东半岛南部早前寒武纪花岗岩浆作用的年代学格架. *地质科学*, 2004, 39: 123—138
- 26 Wu F Y, Han R H, Yang J H, et al. Initial constraints on the timing of granitic magmatism in North Korea using U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol*, 2007, 238: 232—248
- 27 Zhao G C, Cao L, Wilde S A, et al. Implications based on the first SHRIMP U-Pb zircon dating on Precambrian granitoid rocks in North Korea. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 251: 365—379
- 28 Peng P, Zhai M G, Li Z, et al. Neoproterozoic (~ 820 Ma) mafic dyke swarms in the North China craton: Implication for a conjoint to the Rodinia supercontinent? The Abstract for the 13rd Gondwana Conference, Dali, China, 2008. 160—161
- 29 郑永飞. 新元古代岩浆活动与全球变化. *科学通报*, 2003, 48: 1705—1720
- 30 郑永飞, 张少兵. 华南前寒武纪大陆地壳的形成和演化. *科学通报*, 2007, 52: 1—10
- 31 苗来成, 罗镇宽, 关康, 等. 山东招掖金矿带内花岗岩类侵入体锆石 SHRIMP 研究及意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1997, 27: 207—213
- 32 郭敬辉, 陈福坤, 张晓曼, 等. 苏鲁超高压带北部中生代岩浆侵入活动与同碰撞-碰撞后构造过程: 锆石 U-Pb 年代学. *岩石学报*, 2005, 21: 1281—1301
- 33 Xu W L, Gao S, Yang D B, et al. Geochemistry of eclogite xenoliths in Mesozoic adakitic rocks from Xuzhou-Suzhou area in central China and their tectonic implications. *Lithos*, 2009, 107: 269—280
- 34 Li S Z, Zhao G C, Sun M, et al. Mesozoic, not Paleoproterozoic SHRIMP U-Pb zircon ages of two Liaoji granites, eastern block, north China craton. *Int Geol Rev*, 2004, 46: 162—176
- 35 Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 2004, 432: 892—897