

松辽盆地南部变闪长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义

王颖 张福勤 张大伟 苗来成 李铁胜 颜颀强
孟庆任 刘敦一

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 吉林油田勘探事业管理部, 松原 138000; 吉林油田公司勘探与开发研究院, 松原 138000; 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: wying3716@163.com)

摘要 松辽盆地南部基底主要由浅变质火山-沉积建造及花岗岩类等组成, 对于是否存在早前寒武纪基底没有定论. 采用高分辨率二次离子探针(SHRIMP)方法对松辽盆地南部四 5 井岩心中的变质闪长岩样品的精确定年结果表明, 该变质闪长岩年龄为(1839 ± 7) Ma, 说明其侵位于古元古代. 此外, 该样品具有古老的 Nd 模式年龄(T_{DM1} : 2999 Ma; T_{DM2} : 2849 Ma). 这些资料表明松辽盆地南部存在早前寒武纪基底.

关键词 锆石 SHRIMP 定年 变质闪长岩 前寒武纪 基底 松辽盆地

松辽盆地位于在中国北方造山带东段, 其西侧为大兴安岭, 北、东侧为小兴安岭-张广才岭, 南侧与华北克拉通相邻(图 1)^[1]. 松辽盆地是中国东部大型含油气盆地, 资源经济潜力十分巨大, 加之其所处的特殊地理位置, 因此盆地基底的组成、性质和时代的推定不仅是认识盆地演化的关键, 也是构建北方造山带东段前中生代构造格架不可或缺的一个环节. 然而, 目前对松辽盆地基底的研究还十分薄弱, 对其基底性质和时代的认识一直存在争议. 主要有两种观点: 一种认为松辽盆地不存在前寒武纪基底, 而是晚古生代末至早中生代初固结的大陆地壳, 是由多个板块增生拼合而成¹⁾, 其证据是目前有关松辽盆地基底少量岩心样品的同位素定年研究未获得老于古生代的年龄^[1,2]; 另一种观点认为松辽盆地应该存在前寒武纪基底, 其证据主要是基底的重磁电特征与前寒武纪基底相似^[3-6], 但这种观点由于缺少精确的年龄资料, 一直以来未被证实. 作者通过对位于松辽盆地南部的一件变质闪长岩岩心样品进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年, 其结果表明松辽盆地南部存在早前寒武纪浅变质岩浆岩, 本文认为, 这对认识松辽盆地南部基底组成和大地构造属性具有重要理论意义.

1 基底概况及样品描述

松辽盆地大致以松花江为界划分为南、北两部

分. 松辽盆地南部位于吉林、内蒙古及辽宁三省、区的交界部位. 松辽盆地与中国东部其他沉积盆地类似, 广泛发育晚中生代侏罗系、白垩系和新生界沉积地层. 其中侏罗系主要发育上侏罗统, 中侏罗统只在盆地局部存在, 上侏罗统地层多发育粗砂岩和砂砾岩, 火山岩普遍存在; 白垩系是松辽盆地盖层的主体, 以黏土和细碎屑建造组成为特征; 第三系以碎屑沉积为主; 盆地新生界出露齐全, 岩性主要为黏土岩类, 底部为砂层和砂砾层. 故此, “松辽盆地基底”泛是指前侏罗系基底. 按照前人一般认识, 盆地基底建造主要为晚古生代石炭-二叠系浅变质岩系及不同时期的侵入岩.

目前松辽盆地南部钻至基底的井共有 60 余口, 其中基底取心井为 30 余口. 通过岩心观察, 该区基底岩性主要是时代不明的浅变质火山-沉积建造岩及各种侵入岩类. 被测样品(2003JS5)采自吉林省公主岭市八屋乡魏家街村东 800 m 处的四 5 井(图 1), 井位在构造上处于松辽盆地东南隆起区、怀德-梨树凹陷四家子东北的构造高点上, 坐标位置为东经 124° 31'54"; 北纬 43° 50'22". 该井于 1385.5 m 处穿过与上覆地层-白垩系下统登娄库组之间的不整合接触钻遇基底, 完钻井深为 1512.2 m, 钻穿的基底层厚 126.7 m. 本次研究获取的样品取样深度为 1511 m.

2003JS5 样品呈深灰绿色, 具弱片麻状构造, 似

1) 邵明礼, 魏志平, 李国库, 等. 吉林油田深层项目年度汇报. 2000

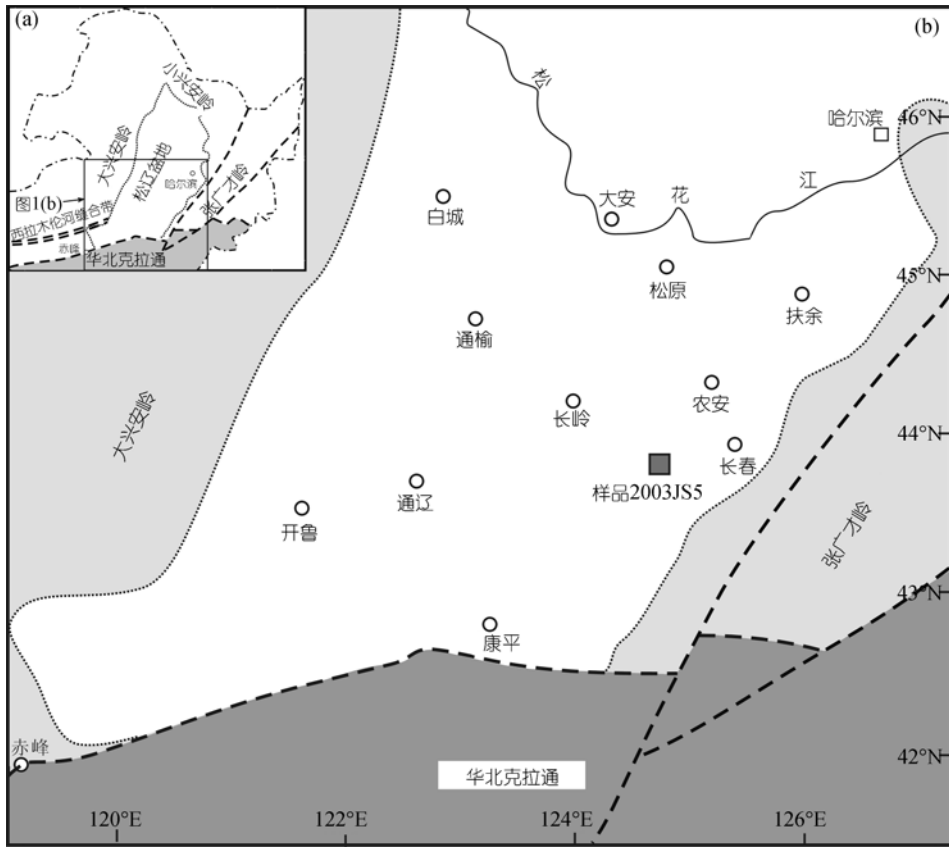


图1 松辽盆地大地构造位置简图(据Wu等^[1]修改)及采样位置图

斑状结构, 主要组成矿物包括斜长石(45%~50%±)、蚀变角闪石(30%~40%±)和蚀变黑云母(10%±)及少量石英(<3%)。其中, 斜长石斑晶粒度为 2~5 mm, 斜长石基质粒度为 0.5~2 mm, 绢云母化较强, 但多保留半自形板状晶形, 但也有部分已发生重结晶, 并呈细粒镶嵌状。斜长石牌号 $An = 16\sim 21$, 为更长石。角闪石已全部被绿泥石取代, 仅呈柱状晶体假象, 具定向排列。黑云母已全部蚀变为绿泥石, 呈细鳞片状, 并沿解理或边部析出磁铁矿, 呈定向排列。岩石碳酸盐化强烈。据上述岩石结构和矿物组成, 岩石定名为绿泥石化黑云角闪斜长片麻岩, 其原岩应为闪长岩类。

2 地球化学特征

样品的岩石化学成分分析结果如表 1 所示。从分析结果看, 样品烧失量(LOI)较大(8.4%), 与岩石强烈蚀变的特征相一致。扣除烧失量后, 其 SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 (全铁)和 CaO 含量分别为 51.76%, 5.38%, 8.59%,

9.46%; 同时, 其 Na_2O 含量(5.88%)明显大于 K_2O (1.02%)。总体上其成分与闪长岩类相近。

样品的稀土总量 ΣREE 为 121 $\mu g/g$, 其配分模式为一陡右倾斜曲线(图 2(a))^[2], 轻稀土相对富集, $(La/Yb)_N$ 为 7.50, 反映轻、重稀土分馏明显, 同时, REE配分曲线表现出明显的负Eu异常($\delta Eu=0.57$), 这似乎与样品中斜长石含量较高相矛盾。Flynn和Brunham的实验表明, 含F和Cl的流体对岩浆岩的交代蚀变作用会造成稀土含量的普遍降低, 富含F的流体对稀土元素没有明显的选择性淋出作用, 而富含Cl的流体则明显地选择淋出Eu, 使 δEu 降低。该样品斜长石含量高, 而又表明为明显Eu负异常的特征, 可能就是由于蚀变过程中流体中Cl作用的结果。

从微量元素原始地幔标准化蛛网图(图 2(b))^[2]中可以看出, K, Rb, Ba和Th等大离子亲石元素则显示富集, 而Nb, Ta, P和Ti等高场强元素表现为负异常。P和Ti的负异常可能与磷灰石和钛铁矿的结晶分离作用有关, 而Nb及Ta的负异常则可能是地壳物质

表 1 样品 2003JS5 主量(wt%)与微量元素微量($\mu\text{g/g}$)分析结果

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{a)}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	总量
47.61	0.72	15.52	7.91	0.11	4.95	8.71	5.41	0.94	0.18	8.40	100.46
Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Ga	Rb	Sr	Y	Tb
32.42	2.47	20.90	112.28	99.28	19.67	54.71	21.63	29.93	646.65	19.30	0.70
Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy
113.73	11.22	2.76	327.08	20.27	46.87	6.46	26.85	5.22	0.90	4.47	3.80
Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Tl	Bi	Th	U	REE
0.76	2.03	0.31	1.94	0.30	3.46	0.96	0.16	0.03	6.29	0.68	113

a) Fe₂O₃ 为全铁

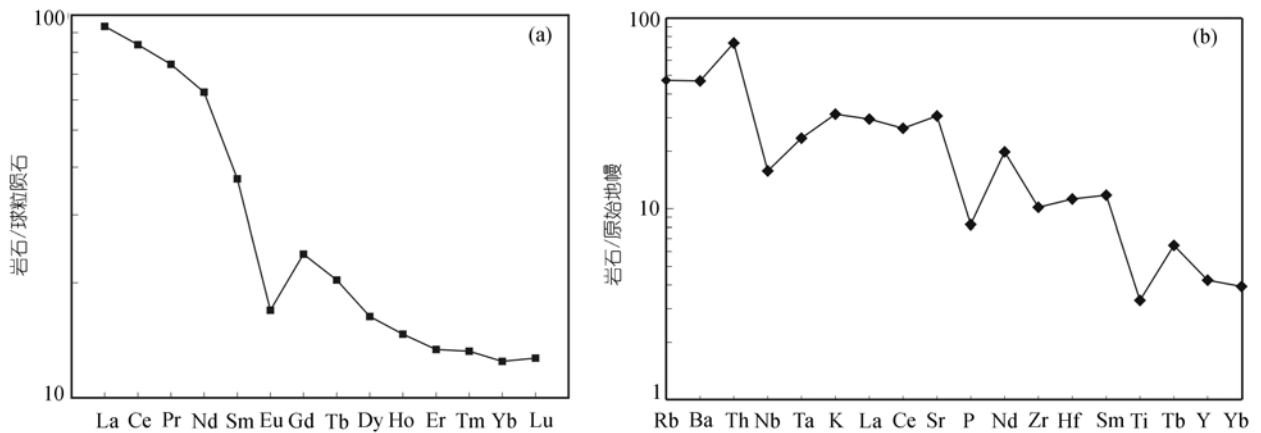


图 2 变闪长岩(样品 2003JS5)稀土元素配分图(a)和微量元素蛛网图(b)
标准化值据 Sun 和 McDonough^[2]

加入的结果。这些微量元素特征与弧或大陆边缘火成岩特征相似。

样品的全岩 Sr-Nd 同位素分析及处理结果见表 2, 其中初始同位素比值计算中, 年龄采用 1839 Ma. 计算结果表明, 初始 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值为 0.7144; $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值为 -6.58; 单阶段和二阶段 Nd 模式年龄分别为 2999 和 2849 Ma, 比较接近。这些特征反映该闪长岩体具有壳源成因, 但也可能是幔源与壳源岩浆混合的结果。根据前人研究成果, 华北克拉通古元古代幔源基性岩具有较小的负 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值^[8], 因此我们认为第二种可能性较大。此外, 样品的单阶段和二阶段 Nd 模式年龄均较大, 暗示该区存在古老基底。同时, 模式年龄明显大于岩石形成年龄, 这一点也与华北克拉通非常相似, 华北克拉通 2.5~2.6 Ga 后形成岩石的 Nd 模式年龄均明显大于其形成年龄^[8]。

3 锆石 SHRIMP 年龄

3.1 分析方法

从重约 3 kg 的新鲜岩石样品粉碎至 80~120 目,

用水将颗粒表面灰尘洗净, 烘干, 然后用重液和磁选方法分离出来锆石, 分离之后, 首先在双目镜下对锆石样品进行观察、记录其特征, 然后将被测样品与标样一起制靶。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), 然后在电子探针下或扫描电子显微镜下对锆石进行阴极发光(CL)图像的综合研究, 以保证 SHRIMP 测点位于最佳部位。最后, 将靶镀金后, 在北京离子探针中心 SHRIMP II 上对锆石样品进行 U-Th-Pb 分析。在分析过程中, 采用标准 SL13(U 含量 238 $\mu\text{g/g}$) 标定样品的 U, Th 和 Pb 含量, 应用实测的 ²⁰⁴Pb 进行普通铅校正, 用标样 TEM(年龄 417 Ma) 进行元素间分馏校正。更为详细的 SHRIMP 分析方法和过程请参阅参考文献^[9~11]。

年龄计算采用 Ludwig SQUID1.0 和 ISOPLOT 程序^[12], 在 SHRIMP 分析过程中, 对同一测点均连续进行 5 次扫描分析, 并以这 5 次分析的加权平均值作为该测点的分析值。单个测点的分析误差为 1σ , 加权平均年龄的误差为 2σ 。

3.2 结果分析

从该变质闪长岩(2003JS5)样品中分离出的锆石数量较多, 粒度大小不一, 最大的可达 150 μm , 最小的仅 30 μm , 但多数集中在为 70~80 μm . 从阴极发光 (CL)图像(图 3)可以看出, 锆石呈短柱状[图 3(e), (d), (g)]或长柱状[图 3(b), (c), (h)], 自形到半自形, 长短轴之比一般小于 2. 多数锆石发育较窄的增生边[图 3(a), (b), (f), (h)], 可能是后期变质作用增生的结果; 有个别锆石存在残留核结构[图 3(g)], 有的锆石仍可

分辨出岩浆振荡环带构造[图 3(a)].

对该样品中 13 颗锆石共进行了 14 个点的分析, 结果见表 3 和图 4. 测点 9.1 和 9.2 分别位于同一颗锆石的核与边部, 其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄分别为(1840 \pm 9)和(1871 \pm 34) Ma, 在误差范围内基本一致. 从表 3 和图 4 可以看出, 全部 14 个分析点中, 有两个分析点(测点 2.1, 3.1)分别给出较老的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄(2152 \pm 19)和(1996 \pm 10) Ma, 可能是继承或捕获锆石; 其他 12 个分析点给出近一致的年龄, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄范

表 2 样品 2003JS5 变质闪长岩 Rb-Sr-Sm-Nd 同位素分析数据表

样品号	Rb / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Sr / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	Isr	Sm / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Nd / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$
2003JS5	29.11	672.5	0.1254	0.717700	11	0.7144	5.388	25.02
样品号	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	T_{DM1} /Ma	T_{DM2} /Ma
2003JS5	0.1304	0.511500	13	-0.34	-22.2	-6.58	2999	2849

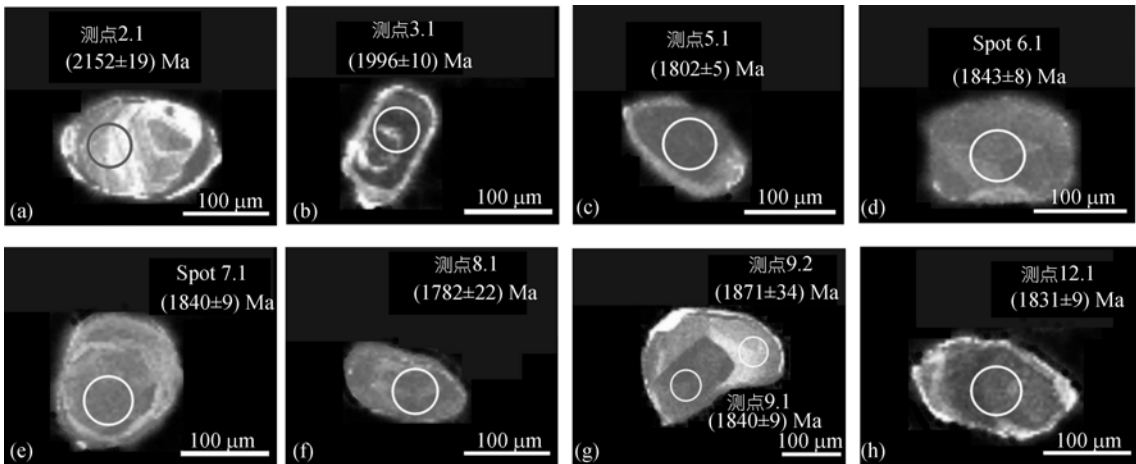


图 3 样品 2003JS5 变质闪长岩中锆石的 CL 图像

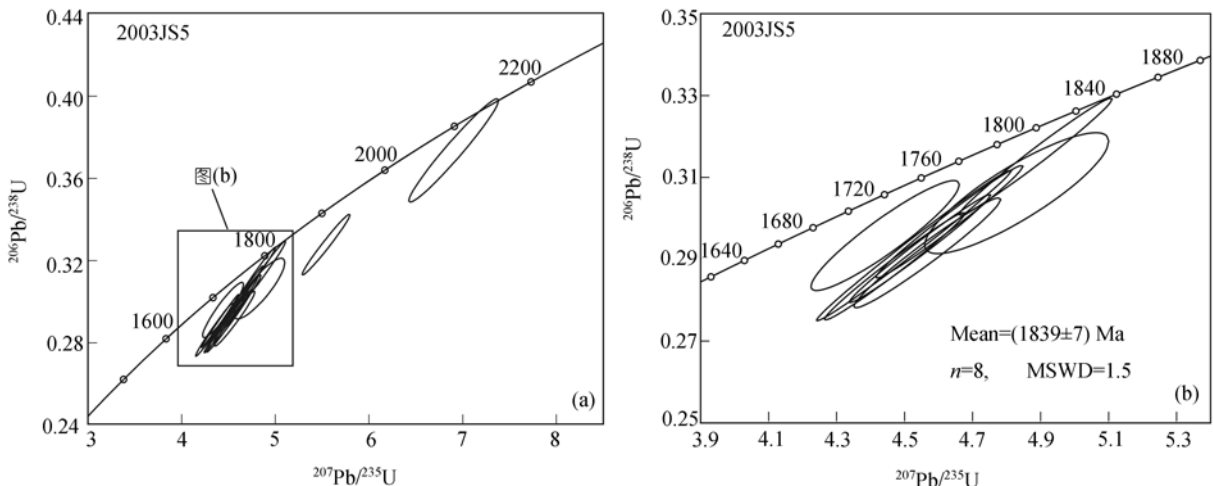


图 4 变质闪长岩(样品 2003JS5)SHRIMP 锆石 U-Pb 谐和图

表 3 样品 2003JS5 变质闪长岩锆石 U-Th-Pb SHRIMP 离子探针分析结果^{a)}

测点	%	$\mu\text{g/g}^{-1}$	$\mu\text{g/g}^{-1}$	^{232}Th	$\mu\text{g/g}^{-1}$	$^{238}\text{U}/$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
	$^{206}\text{Pb}_c$	U	Th	^{238}U	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*$		$^{206}\text{Pb}^*$			
JS5-1.1	0.01	513	501	1.01	132	3.34	3	0.11229	0.51	4.63	3.1	0.2992	3	1,687 ±45	1836.9 ±9.3
JS5-2.1	0.08	233	117	0.52	74.8	2.68	4.5	0.1341	1.1	6.9	4.6	0.373	4.5	2,045 ±78	2152 ±19
JS5-3.1	0.02	1425	563	0.41	401	3.052	3	0.12269	0.59	5.54	3	0.3276	3	1,827 ±47	1996 ±10
JS5-4.1	0.03	981	146	0.15	263	3.202	3	0.11113	0.42	4.79	3	0.3123	3	1,752 ±46	1818.1 ±7.6
JS5-5.1	0.00	2004	220	0.11	500	3.44	3	0.11015	0.27	4.41	3	0.2904	3	1,644 ±43	1801.9 ±4.9
JS5-6.1	0.01	682	576	0.87	171	3.42	3	0.11266	0.45	4.55	3	0.2926	3	1,655 ±44	1842.8 ±8.1
JS5-7.1	0.02	603	552	0.95	149	3.47	3	0.11248	0.5	4.47	3.1	0.2883	3	1,633 ±43	1839.9 ±9.1
JS5-8.1	0.01	841	803	0.99	214	3.38	3	0.1089	1.2	4.44	3.2	0.2958	3	1,670 ±44	1782 ±22
JS5-9.1	0.02	586	534	0.94	159	3.174	3	0.11247	0.5	4.89	3	0.3151	3	1,766 ±46	1839.7 ±9.0
JS5-9.2	0.04	212	170	0.83	55.9	3.27	3.2	0.1144	1.9	4.83	3.7	0.3061	3.2	1,722 ±48	1871 ±34
JS5-10.1	0	601	344	0.59	148	3.49	3	0.1102	0.48	4.35	3	0.2862	3	1,623 ±43	1802.7 ±8.7
JS5-11.1	0.03	286	271	0.98	71.7	3.43	3	0.1136	0.7	4.57	3.1	0.2916	3	1,649 ±44	1858 ±13
JS5-12.1	0.04	626	661	1.09	158	3.41	4.2	0.11193	0.48	4.53	4.2	0.293	4.2	1,659 ±61	1830.9 ±8.6
JS5-13.1	0.01	1385	217	0.16	361	3.3	3.1	0.11126	0.32	4.65	3.1	0.3032	3.1	1,707 ±46	1820.2 ±5.7

a) $^{206}\text{Pb}_c$ 指普通 ^{206}Pb 占全部 ^{206}Pb 的百分数, Pb^* 为放射成因铅, 表中分析误差为 1σ

围为(1782 ± 22)~(1858 ± 13) Ma, 其加权平均年龄为(1822 ± 12) Ma, MSWD 为 5.0. 由于该 MSWD 值较大, 对这 12 个点进一步回归, 其中 8 个更趋于一致的分析点加权平均年龄为(1839 ± 7) Ma(MSWD=1.5). 将此年龄解释为该变质闪长岩的侵位年龄.

4 讨论与结论

大量研究表明, 不同成因锆石有不同的 Th, U 含量及 Th/U 比值: 岩浆锆石的 Th, U 含量较高, Th/U 比值较大(一般 > 0.4); 变质锆石的 Th, U 含量低, Th/U 比值小(< 0.1)^[13-17]. 从表 3 中可以看出, 本文中测样品的 U, Th 含量较高, 分别为 212~2004 $\mu\text{g/g}$ 和 117~803 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比多大于 0.4(表 3), 因此指示这些锆石为岩浆成因而非变质成因, 这与锆石在 CL 图像上所表现出的岩浆振荡环带的特征是一致的. 所以, 我们将年龄(1839 ± 7)Ma 解释为锆石的结晶年龄, 亦即变质闪长岩的原岩形成年龄. 这一结果说明在松辽盆地南部存在前寒武纪的变质基底.

Wu 等^[1]和吴福元等^[2]通过对松辽盆地中北部基底的花岗岩样品进行 U-Pb 定年, 其中一件(样号 DuI-4)位于大庆长垣隆起的西侧, 测得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为(305 ± 2) Ma, 代表侵位年龄, 另一件片麻状糜棱花岗岩(样号 Ershen-1)位于长垣隆起的东侧, 其 165Ma 同样属于侵位年龄. 作者依据文献^[2]所提供的相应地球化学数据分析, 认为 305 Ma 的花岗岩(DuI-4)与 165 Ma 的片麻状糜棱花岗岩(Ershen-1)都

体现出 HREE 的强烈亏损特征, 应与石榴石的分离过程有关, 化学组成上类似埃达克质(adakitic)^[18,19], 反映这些花岗岩与深部岩浆过程有关. 前者即 305 Ma 的花岗岩与北方造山带晚古生代岛弧增生作用时间上一致^[20], 后者与中国东部中生代大规模伸展时期发育的花岗岩类时间上基本吻合^[21,22]. 本文所获得的锆石 SHRIMP 测定结果, 清晰表明松辽盆地的基底性质的研究还需要做大量研究, 但无疑, 本文为该盆地早前寒武纪基底的存在提供了一个确定的位置. 这个前寒武纪基底位置应该位于松辽盆地的东南隆起带, 并与地球物理资料所反映的松辽盆地东南隆起区长岭高磁异常区一致(参见中国及毗邻海区航空磁力异常图 1/400 万), 但该高磁异常区是否全部为前寒武纪基底, 还需要进一步研究. 因此, 本文认为松辽盆地的基底性质并不单一, 既不是整个都属于古生代造山带, 也不是全属于前寒武纪地块, 而是古生代造山建造与(早)前寒武纪建造拼合的复合基底.

华北陆块前寒武纪经历两次重大地质事件, 一次发生在约 25 亿年, 第二次发生在约 18 亿年^[23-25]. 松辽盆地南侧与华北地块为邻, 本文获得的 18.4 亿左右的年龄与后者大体相当, 暗示了松辽盆地东南部可能与华北克拉通之间存在大地构造亲缘性, 这与 Nd 同位素特征反映的特征相一致. 但是, 松辽盆地东南隆起区是否属于华北陆块的一部分还需要进一步的研究, 这对于重新推定华北地块的北缘边界

意义重大。

综上所述可以得出以下结论:

() 锆石 SHRIMP 定年结果表明, 该变质闪长岩的原岩年龄为 (1839 ± 7) Ma, 说明松辽盆地南部存在早前寒武纪基底。

() 结合前人研究成果, 松辽盆地为一拼合基底, 它可能至少包括两个时代的基底, 即早前寒武纪吕梁基底(1.85 Ga)和古生代基底(305 Ma 左右)。

致谢 感谢吉林油田勘探事业部孙家富等在样品采集过程中给予的帮助, 许雅雯对室内工作给予协助, 北京离子探针中心的简平, 张玉海, 陶华, 杨之青, 石玉若和宋彪等在 SHRIMP 定年过程中的大力支持和帮助。本工作受国家自然科学基金项目(批准号: 40473030, 40234045)和中国科学院知识创新工程项目(批准号: KZCX2-104)资助。

参 考 文 献

- 1 Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. The nature of basement beneath the Songliao Basin in NE China: geochemical and isotopic constraints. *Phys Chem Earth (A)*, 2001, 29: 793—803 [DOI]
- 2 吴福元, 孙德有, 李惠民, 等. 松辽盆地基底岩石的锆石 U-Pb 年龄. *科学通报*, 2000, 45(6): 656—660
- 3 迟元林, 云金表, 蒙启安, 等. 松辽盆地深部结构及成盆动力学与油气聚集. 北京: 石油工业出版社, 2002. 39—69
- 4 谢鸣谦. 拼贴板块构造及其驱动机理-中国东北及邻区的大地构造演化. 北京: 科学出版社, 2000. 34—38
- 5 杨惠心, 李朋武, 禹惠民, 中国东北地区主要地体古地磁学研究. *长春科技大学学报*, 1998, 28: 203—205
- 6 汪筱林, 刘立, 刘招君. 满洲里-绥芬河地学断面域内中生代裂谷盆地的构造-沉积演化. 见: 中国满洲里-绥芬河地学断面域内岩石圈结构及其演化的地质研究. 北京: 地震出版社, 1994. 26—37
- 7 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol Soc Special Publ*, 1989. 42: 313—345
- 8 Wu F Y, Zhao G C, Wilde S A, et al. Nd isotopic constraints on crustal formation in the North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 2004, 33: 1—23
- 9 Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J Geol Soc, London*, 1992, 149: 171—184
- 10 Compston W, Williams I S, Meyer C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 737217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J Geophys*, 1984, 89: B525—B534
- 11 张旗, 简平, 刘敦一, 等. 宁芜火山岩的锆石 SHRIMP 定年及其意义. *中国科学, D 辑*, 2003, 33(4): 309—314
- 12 Ludwig K R. SQUID 1.02, a user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 2. CA 94709, USA, 2002
- 13 Rubatto D, Gebauer G, Compagnoni R. Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 167: 141—158 [DOI]
- 14 Vavra G, Gebauer D, Schmid R, et al. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 122: 337—358 [DOI]
- 15 Bingen B, Austrheim H, Whitehouse M. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of Western Norway and implications for zircon geochronology. *J Petrol*, 2001, 42(2): 355—375 [DOI]
- 16 Rowley D B, Xue F, Tucker R D. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Pb zircon geochronology. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 151: 191—203 [DOI]
- 17 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对U-Pb年龄解释的制约. *科学通报*, 2004, 49(16): 1589—1604 [摘要]
- 18 张旗, 王焰, 刘伟, 等. 埃达克岩的特征及其意义. *地质通报*, 2002, 21(7): 431—435
- 19 王焰, 张旗, 钱青. 埃达克岩(adakite)的地球化学特征及其构造意义. *地质科学*, 2004, 35(2): 251—256
- 20 李双林, 欧阳自远. 兴蒙造山带及邻区的构造格局和构造演化. *海洋地质与第四纪地质*, 1998, 18(3): 45—54
- 21 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. *地学前缘*, 2003, 10(3): 51—60
- 22 邵济安, 张履桥, 牟保磊. 大兴安岭中生代伸展造山过程中的岩浆作用. *地学前缘*, 1999, 6(4): 339—346
- 23 彭澎, 翟明国. 华北陆块前寒武纪两次重大地质事件的特征和性质. *地球科学进展*, 2002, 17: 818—825
- 24 Zhai M G, Liu W J. Palaeoproterozoic tectonic history of the North China of Craton: a review. *Precamb Res*, 2003, 122: 183—199 [DOI]
- 25 Kusky T M, Li J H. Palaeoproterozoic tectonic evolution of the North China of Craton. *J Asian Earth Sci*, 2003, 22: 383—397 [DOI]

(2005-12-26 收稿, 2006-03-27 接受)