

# 松辽盆地北部断陷区营城组火山岩锆石 SHRIMP 年代学、地球化学及其意义

章凤奇<sup>1)</sup>, 庞彦明<sup>2)</sup>, 杨树锋<sup>1)</sup>, 董传万<sup>1)</sup>, 陈汉林<sup>1)</sup>, 舒萍<sup>2)</sup>

1) 浙江大学地球科学系, 杭州, 310027; 2) 大庆油田勘探开发研究院, 黑龙江大庆, 163712

**内容提要:**松辽盆地北部徐家围子断陷区营城组广泛发育有一套以酸性喷发岩为主的中酸性火山岩, 包括玄武粗安岩、安山岩、英安岩、流纹岩及流纹质火山碎屑岩等, 属钙碱性岩类, 亚碱性系列。锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究揭示研究区营城组火山岩形成于 113Ma 至 111Ma 之间, 属早白垩世的 Aptian 期至 Albian 早期。岩石地球化学表明, 流纹岩类均表现为富集 Rb、Th、Zr 等元素, 亏损 Sr、Ba、P、Ti、Eu 等元素, 安山岩类则亏损不明显, 英安岩类介于两者之间, 结合 Nd 同位素测试结果, 认为营城组中一酸性火山岩是同源岩浆演化的结果。通过构造环境图解判别表明营城组火山岩形成于板内拉张构造背景, 是中国东部早白垩世大规模岩石圈减薄和岩浆作用的产物。

**关键词:** 营城组火山岩; 年代学; 地球化学; 松辽盆地; 早白垩世; 岩石圈减薄

作为中国东部的一个大型的中生代—新生代含油气沉积盆地, 松辽盆地具有下部断陷、上部拗陷的二元结构, 其中断陷构造层以发育大量的火山岩为特征, 拗陷构造层则为沉积层序(王清海, 2003; 闫全人等, 2002)。盆地内部火山岩对研究盆地形成构造环境和盆地发展演化的动力学特征具有十分重要的意义。前人对松辽盆地火山岩的研究多集中在盆地的周缘露头区(许文良等, 1994; 赵海玲等, 1996; 路凤香等, 1997; 朱勤文等, 1997; 许文良等, 1999; 邵济安等, 1999; 王清海等, 2003; Wu, et al., 2005) 和盆地南部(闫全人等, 2002), 盆地北部研究较少, 仅在岩石地球化学方面有过初步的研究(郭军等, 2000)。近年来, 随着油田勘探开发的不断深入, 松辽盆地北部大量钻探资料揭示, 徐家围子断陷区营城组广泛发育有一套以酸性喷发岩为主的中一酸性火山岩, 而且其内部蕴藏着丰富的天然气资源。目前围绕火山岩气藏的勘探开发开展了较多的地质、地球物理方面的工作(李彦民等, 2002; 綦敦科等, 2002; 殷进垠等, 2002; 王璞珺等, 2003; 刘万洙等, 2003; 冯翠菊等, 2004), 但对这套火山岩本身的发育特征研究甚少, 而且至今还没有一个统一、精确的年代学认识。本文以盆地北部徐家围子断陷区营城组大量的火山岩岩芯为对象, 开展火山岩锆石 SHRIMP 年代学、

岩石地球化学等方面的系统研究, 揭示火山岩的形成时代及其地球化学特征, 并初步探讨盆地发育演化相应的地球动力学背景。

## 1 地质概况

研究区位于松辽盆地北部深层徐家围子断陷的中部(图 1), 包括升平和兴城两个地区。区内主断层皆倾向 NE 且大致呈北西走向。受其控制, 断陷长轴沿着北西—南东方向延伸, 并最终形成西侧以断层为界、东部则以地层超覆为主的箕状断陷构造格局(殷进垠等, 2002)。断陷区地层自下而上依次发育有火石岭组( $J_3h$ ), 沙河子组( $K_1sh$ ), 营城组( $K_1yc$ )。目前研究区大量的钻井资料揭示, 早白垩世火山岩主要分布在营城组, 为一套以酸性岩类为主的中—酸性喷出岩。升平和兴城两个地区是营城组火山岩的集中分布区(图 1), 平面上火山岩往往呈不规则团状或串珠状分布于主断层的两侧。

## 2 火山岩锆石 SHRIMP 年代学

### 2.1 样品的准备与测试方法

本次研究分析的两件样品 S202 和 X95, 分别来自升平和兴城地区 S202 井和 X9 井营城组的火山岩, 均为未风化蚀变的新鲜火山岩钻井岩芯样品。

收稿日期: 2007-06-06; 改回日期: 2007-08-18; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 章凤奇, 男, 1978 年生。2004 年中国石油大学硕士毕业, 现为浙江大学地质学专业博士研究生, 主攻岩石学与油气储层地质学。

通讯地址: 310027, 浙江省杭州市浙大路 38 号浙江大学地球科学系; 电话: 0571—87952791; Email: zhangfq78@zju.edu.cn。

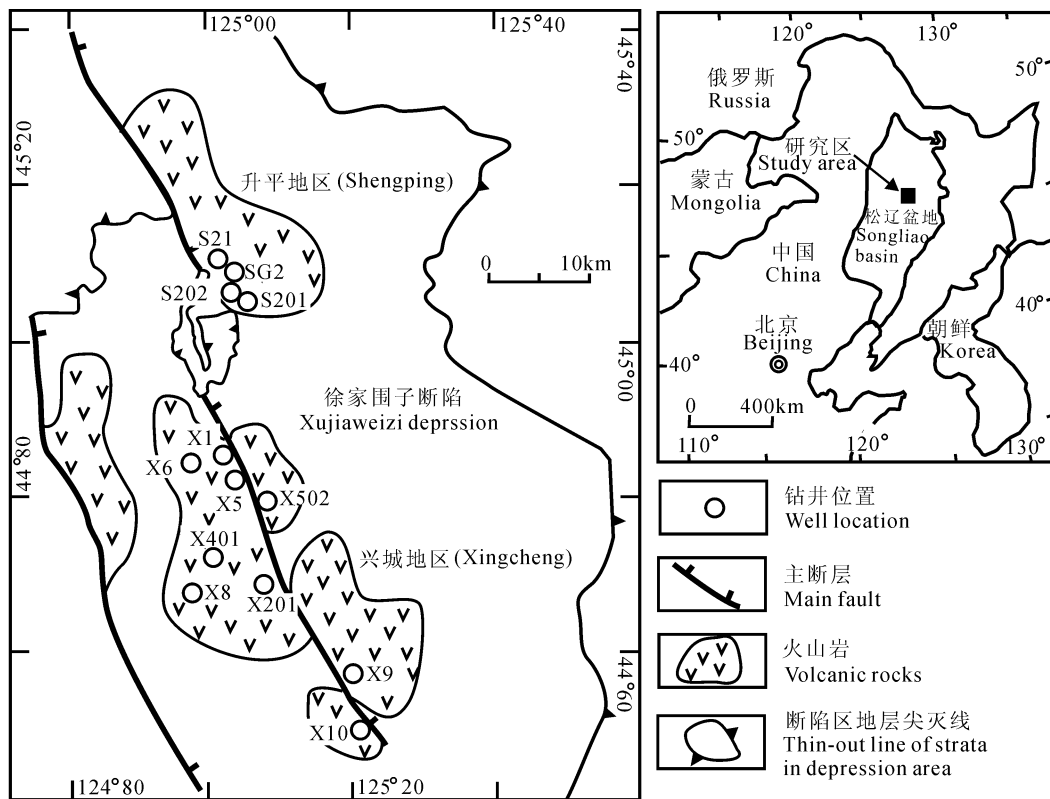


图 1 松辽盆地北部徐家围子断陷区地质简图

Fig. 1 Sketch geological map of Xujiaweizi depression, north of Songliao basin

锆石分选采用人工重砂分选,首先通过淘洗和使用重液等物理方法分离锆石,然后在双目镜下精选、剔除杂质。详细的制靶程序参见宋彪等人的文章(2002)。靶制好后,先进行反/透射光、阴极发光照相。阴极发光图像用以确定单颗粒锆石晶体的形态、结构特征以及标定测年点,阴极发光图像的拍摄在北京大学物理系完成。最后,用超声波在去离子水中清洗约 10 分钟后,渡金,待上机测年。锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析在澳大利亚 Curtin 技术大学离子探针中心完成,分析原理和流程参见 Compston et al. (1992)、Williams (1998)、宋彪等 (2002) 等。测定时仪器质量分辨率约为 5000 (1% 峰高)。一次离子流  $O_2^+$  强度为 5 nA。一次离子流束斑直径为 25~30  $\mu\text{m}$ 。样品点清洗时间为 150 s。标准为澳大利亚国立大学 (ANU) 的 SL13 和 TEM。SL13 (宝石级锆石, U 含量为 238  $\mu\text{g/g}$ , 年龄为 572 Ma) 用于样品 U 含量标定。TEM (母岩为澳大利亚堪培拉附近一闪长岩体, 年龄为 417 Ma) 用于样品年龄标定。数据处理采用 SQUID1.0 和 ISOPLOT 程序。

## 2.2 锆石 SHRIMP 年代学结果

样品 S202 和 X95 两者获得的锆石,其粒度通常在 50~200  $\mu\text{m}$  之间,少数锆石的粒度大于 200  $\mu\text{m}$ ,锆石基本为无色、透明,阴极发光图像均显示清楚的岩浆环带(图 2),晶形及其岩浆环带构造表明锆石为岩浆冷却结晶成因。样品 S202 和 X95 的锆石 SHRIMP 定年结果见表 1 和图 3。两个样品的绝大部分数据点都投影在各自的  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  谐和曲线上或谐和曲线附近,表明这些锆石颗粒在形成后的 U-Pb 同位素体系是基本封闭的,没有 U 或 Pb 同位素的明显丢失或加入。样品 S202 锆石颗粒  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄分布范围 116.9~110.6 Ma, 加权平均年龄为  $(112.0 \pm 0.9)$  Ma, MSWD 值为 1.14; 样品 X95 锆石颗粒  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄分布范围在 116~109 Ma, 加权平均年龄为  $(112.7 \pm 1.6)$  Ma, MSWD 值为 2.5。由此可知,徐家围子断陷区营城组火山岩形成的时间大致在 113 Ma 至 111 Ma 期间,时代上属于早白垩世的 Aptian 期至 Albian 早期。

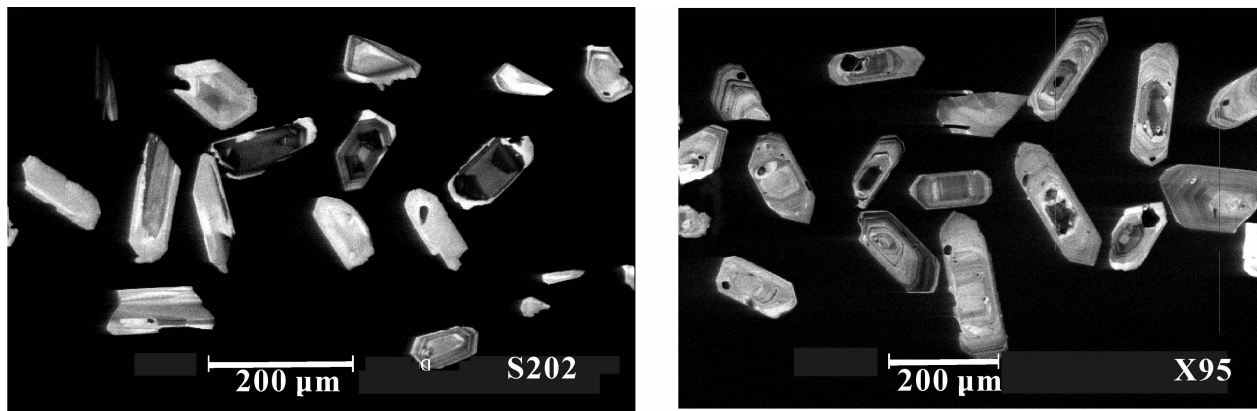


图2 火山岩中锆石颗粒的阴极发光图像

Fig. 2 CL images for zircons from volcanic rock

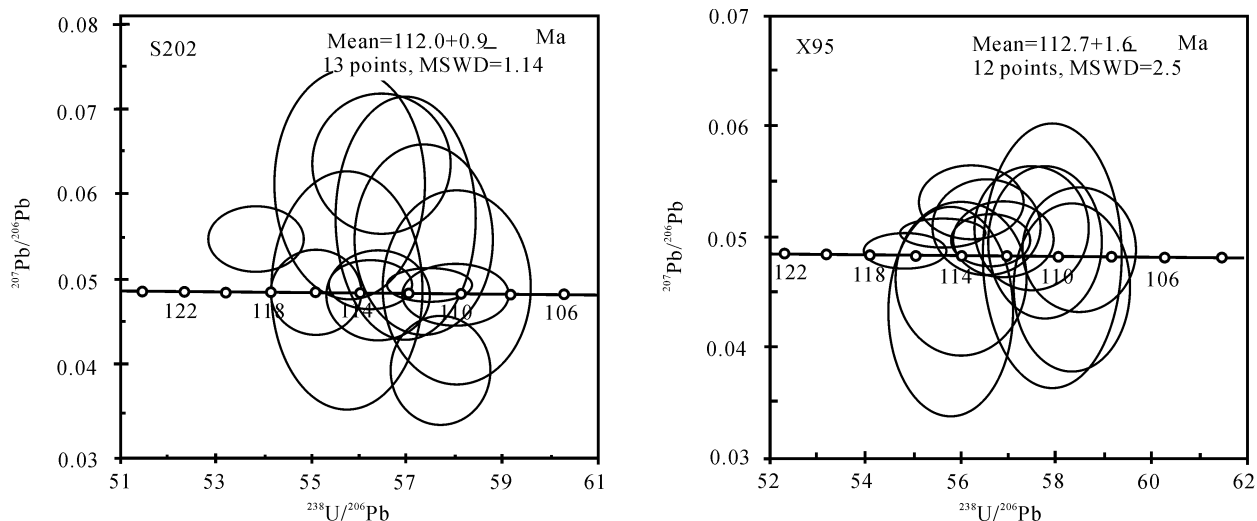
图3 火山岩锆石 SHRIMP U-Pb 的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  —  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  谐和图

Fig. 3 Concordia diagrams showing SHRIMP U-Pb analytical points for zircons from volcanic rock

### 3 火山岩岩石学特征

研究区岩石类型多样。升平地区基本上为酸性熔岩和火山碎屑岩, 兴城地区则发育有玄武粗安岩、安山岩、粗面英安岩、英安岩、流纹岩等火山熔岩以及火山碎屑岩, 但总体上还是以酸性岩类为主。样品简要岩石学特征描述如下: (1) 玄武粗安岩, 具斑状结构, 基质具玻晶交织结构。斑晶占 20% 左右, 主要为斜长石, 一般呈较好板柱状, 粒径一般为 0.5 ~ 2.0 mm, 已明显地绢云母化和碳酸盐化。基质占 80% 左右, 主要为条状斜长石微晶和火山玻璃, 斜长石微晶分布不定向, 基质中有少量微粒状磁铁矿分布。岩石内有少量气孔, 部分被绿泥石充填, 同时具有明显的碳酸盐化。(2) 安山岩, 斑状结构, 斑晶成

分有钠更长石、条纹长石及少量石英, 基质由定向或半定向排列斜长石微晶和玻璃质组成, 呈玻晶交织结构。绿泥石化强烈, 并有碳酸岩化细脉充填。(3) 粗面岩, 具有少量的钾长石、石英斑晶, 基质由斜长石微晶和玻璃质组成, 呈玻晶交织结构。(4) 英安岩, 可见典型的珍珠构造, 基质脱玻化呈微粒结构, 正交偏光镜下呈十字消光的球粒结构。(5) 流纹岩, 具霏细结构、球粒结构和微晶花岗结构, 局部呈微文象结构; 可见清晰的流纹构造; 含有少量斑晶, 斑晶的成分以钾钠长石(条纹长石)为主, 常呈板、柱状, 基质主要由长英质集合体组成。

### 4 岩石地球化学特征

岩石地球化学测试样品均为未风化蚀变的新

表 1 火山岩样品锆石的 U-Pb 定年结果

Table 1 Analytical result of SHRIMP U-Pb dating for zircon from volcanic rocks samples

分析点	U ( $\times 10^{-6}$ )	Th ( $\times 10^{-6}$ )	Pb ( $\times 10^{-6}$ )	Th /U	$^{206}\text{Pb}$ / $^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}$ / $^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}$ / $^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(Ma)
S202-1.1	116	144	1.7	1.29	0.0172	1.8	0.1163	15.7	0.049	15.6	110.0 $\pm$ 1.8
S202-2.1	168	122	2.7	0.75	0.0179	1.9	0.12	19.4	0.0486	19.3	114.7 $\pm$ 1.8
S202-3.1	471	739	7.4	1.62	0.0181	1.1	0.1212	7.1	0.0484	7	116.0 $\pm$ 1.3
S202-4.1	118	90	1.8	0.79	0.0179	1.9	0.1512	14.9	0.0612	14.8	112.8 $\pm$ 1.8
S202-5.1	211	165	3.3	0.81	0.0175	1.7	0.1385	16.8	0.0572	16.7	111.2 $\pm$ 1.5
S202-6.1	104	60	1.6	0.60	0.0177	1.7	0.1554	8.9	0.0637	8.7	111.0 $\pm$ 1.8
S202-7.1	1018	1404	15.5	1.43	0.0178	1	0.1209	4.1	0.0493	4	113.4 $\pm$ 1.1
S202-8.1	226	229	3.3	1.05	0.0172	1.3	0.1143	5.2	0.0481	5.1	110.1 $\pm$ 1.4
S202-9.1	296	256	4.5	0.89	0.0177	1.2	0.1176	7.4	0.0481	7.3	113.3 $\pm$ 1.4
S202-10.1	142	100	2.4	0.73	0.0167	3.3	—	—	—	—	112.0 $\pm$ 1.8
S202-11.1	421	419	6.3	1.03	0.0173	1.2	0.0945	10.1	0.0396	10.1	111.9 $\pm$ 1.3
S202-12.1	873	909	13.0	1.08	0.0174	1	0.1183	2.9	0.0493	2.7	111.0 $\pm$ 1.1
S202-13.1	143	105	2.2	0.76	0.0174	1.7	0.1314	13.8	0.0547	13.7	110.6 $\pm$ 1.7
X95-1.1	303	130	4.5	0.44	0.0171	1.4	0.1073	11	0.0454	11	109.9 $\pm$ 1.5
X95-2.1	327	123	4.9	0.39	0.0177	1.3	0.1239	5.8	0.0508	5.6	112.6 $\pm$ 1.5
X95-3.1	262	113	3.9	0.45	0.0173	1.4	0.1181	9.3	0.0495	9.2	110.4 $\pm$ 1.5
X95-4.1	296	109	4.7	0.38	0.0176	1.7	0.0984	27.9	0.0406	27.8	113.4 $\pm$ 1.7
X95-5.1	267	104	4.0	0.40	0.0174	1.4	0.1218	7.4	0.0508	7.3	110.8 $\pm$ 1.5
X95-6.1	318	116	5.0	0.38	0.0179	1.5	0.1063	15	0.043	14.9	115.2 $\pm$ 1.6
X95-7.1	2035	833	31.4	0.42	0.018	1.1	0.1247	2	0.0503	1.7	114.5 $\pm$ 1.2
X95-8.1	227	80	3.4	0.36	0.0173	1.7	0.1146	16.7	0.0482	16.7	110.3 $\pm$ 1.5
X95-9.1	3328	1501	52.4	0.47	0.0182	1	0.1224	2.4	0.0487	2.2	116.4 $\pm$ 1.2
X95-10.1	297	92	4.5	0.32	0.0178	1.3	0.1303	4.3	0.0531	4.1	113.0 $\pm$ 1.5
X95-11.1	130	50	2.0	0.40	0.0179	1.6	0.1136	10.1	0.0461	10	114.4 $\pm$ 1.8
X95-12.1	389	171	5.9	0.45	0.0176	1.2	0.1206	4.7	0.0498	4.6	112.1 $\pm$ 1.4

鲜火山岩钻井岩芯样品。首先对分析测试样品进行粗碎,然后用玛瑙研钵将碎样磨成可过 200 目筛的粉末。每次换磨样品,均用蒸馏水和酒精棉对研钵、钵体进行清洗和擦拭,以防止样品间相互污染。主量元素在南京大学现代分析中心采用 ARL9800XP+波长色散 X 射线荧光光谱仪测定,相对标准样品的偏差,高含量氧化物低于 2%;微量元素和稀土元素在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 Finnigan Element II 型 ICP-MS 测定,样品分析数据的相对标准偏差优于 5%。地球化学相关分析图件由 GeoKit 软件(路远发,2004)完成。

#### 4.1 主量元素特征

升平和兴城地区火山岩的主量元素分析结果见表 2。由火山岩类的 TAS 图解(图 4)可知,研究区岩性类型则相对比较丰富,出现由中性到酸性的演变序列,包括玄武粗安岩、安山岩、粗面岩、英安岩和流纹岩等,但以酸性流纹质岩类为主,中性火山岩主要分布在底部,且厚度较小。

玄武粗安岩的  $\text{SiO}_2$  为 53.24%,全碱含量

( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )为 6.05%,里特曼指数[火山岩组合指数] $\sigma=(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})^2/(\text{SiO}_2-43)$ ,重量%)为 3.58;铝饱和指数 $[A/CNK=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$ ,分子数之比]为 0.71。安山岩的  $\text{SiO}_2$  为 62.78%,全碱含量为 6.90%,里特曼指数  $\sigma$  为 2.40;铝饱和指数 A/CNK 为 1.11。粗面岩的  $\text{SiO}_2$  为 65.56%,全碱含量为 9.89%~10.33%,里特曼指数  $\sigma$  为 4.24~4.34;铝饱和指数 A/CNK 为 0.99~1.16。英安岩的  $\text{SiO}_2$  为 69.25%,全碱含量为 7.80%,里特曼指数  $\sigma$  为 2.03;铝饱和指数 A/CNK 为 1.46。流纹岩类(流纹岩、凝灰岩等)的  $\text{SiO}_2$  为 72.66%~78.82%,全碱含量  $>7.00\%$ ,里特曼指数  $\sigma$  为 1.39~2.49;铝饱和指数 A/CNK 大部分集中在 0.8~1.2 之间。以上数据表明,徐家围子断陷区下白垩统营城组火山岩基本上都属钙碱性岩类,准铝质的正常岩系或亚碱性系列(图 4)。

#### 4.2 稀土元素和微量元素特征

升平和兴城地区火山岩的稀土元素含量见表 2,稀土元素经球粒陨石标准化图解见图 5。所分析的火山岩中,流纹岩类和英安岩类样品均显示有强

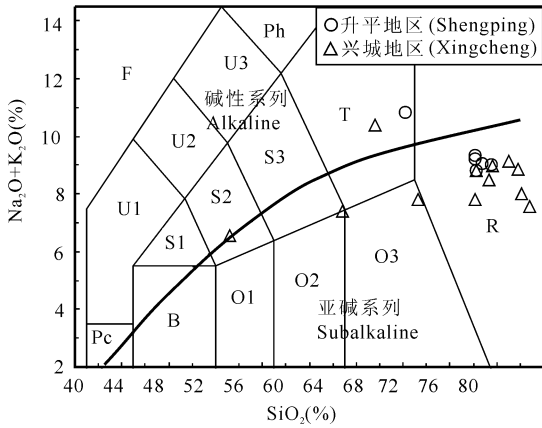


图4 营城组火山岩 TAS 图解

(据 Le Maitre et al., 1989; Irvine et al., 1971)

Fig. 4 TAS diagram for volcanic rocks from Yingcheng formation(after Le Maitre et al., 1989;

Irvine et al., 1971)

Pc—苦橄玄武岩; B—玄武岩; O1—玄武安山岩; O2—安山岩; O3—英安岩; R—流纹岩; S1—粗面玄武岩; S2—玄武质粗安岩; S3—粗面安山岩; T—粗面英安岩; F—副长石岩; U1—碱玄武岩; U2—响岩质碱玄武岩; U3—碱玄质响岩; Ph—响岩

Pc—Picrite basalt; B—Basalt; O1—Basaltic andesite; O2—Andesite; O3—Dacite; R—Rhyolite; S1—trachybasalt; S2—Basaltic trachyandesite; S3—trachyandesite; T—Trachydacite; F—Foidite; U1—Alkali basalt; U2—Phonolitic alkali basalt; U3—Alkali basaltic phonolite; Ph—Phonolite

烈的负销异常,  $\delta\text{Eu}$  值为 0.08~0.13, 在配分曲线上出现显著的“V”形谷, 其稀土总量和配分型式与

我国大兴安岭地区晚中生代大量发育的 A 型花岗岩(施光海等, 2004)和“A 型”流纹岩特点(葛文春等, 2000; 林强等, 2004)十分相似, 稀土总量较高, 达  $(254.97\sim 426.41)\times 10^{-6}$ , 其轻稀土配分型式为逐渐降低, 重稀土则近于水平, 是典型的“海鸥型”; 而安山岩类和粗面岩则表现为弱的销亏损或亏损不明显,  $\delta\text{Eu}$  值为 0.67~0.97, 与上述酸性岩类相比, 其稀土元素总量较低, 为  $(206.25\sim 210.02)\times 10^{-6}$ , 其配分曲线较平直。但不管是酸性岩类还是中性岩类, 稀土配分曲线总体都为右倾斜特征。

升平和兴城地区营城组火山岩的微量元素含量见表 2。经洋中脊玄武岩标准化图解见图 6。研究区酸性岩类表现为富集微量元素, 特别是 Rb、Th、Zr 等, 表现在洋中脊玄武岩标准化图解上, 它们都出现 Rb-Th-Zr 峰, 而 Sr、Ba、P 和 Ti 则基本上表现亏损, 在蜘蛛图解上出现 Sr-Ba-P-Ti 谷; 安山岩类微量元素也很富集, 且配分曲线较平滑, 除 Sr 元素表现强烈亏损外, 无 Ba、P、Ti 的“V”谷, 说明安山岩类没有这些元素的亏损; 粗面岩的配分曲线除 Ti 有轻微的亏损外, 其它特征与安山岩类十分相似; 粗面英安岩的特点则与流纹岩类更为接近。本区的中性岩类与酸性岩类微量元素的差异, 主要表现在流纹岩类亏损 Ba、P、Ti, 而中性岩类不亏损, 英安岩类介于两者之间。

### 4.3 Nd 同位素特征

对 4 个流纹岩样品和 1 个玄武质粗面安山岩样品进行了 Sm-Nd 同位素分析。测试结果见表 3。研究表明营城组流纹岩样品的具有高的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  值(0.512645~0.512680)和正的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值(1.45~

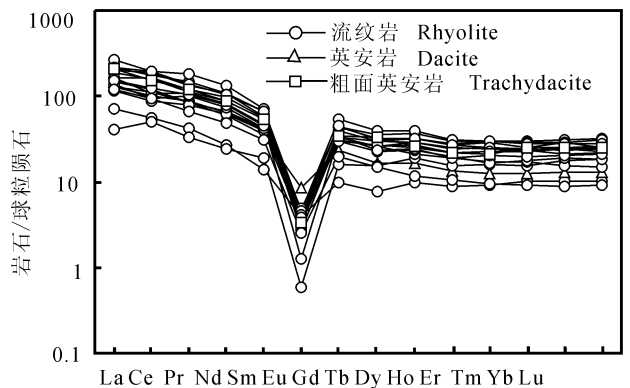
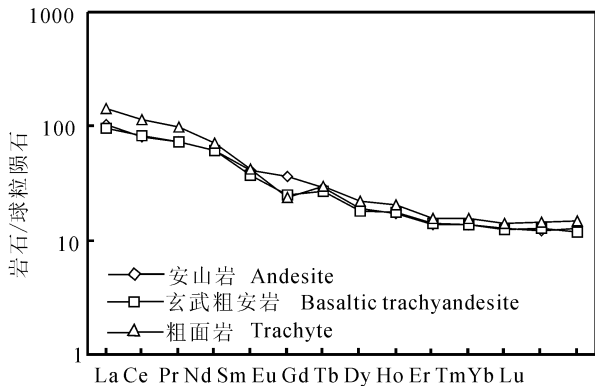


图5 营城组火山岩球粒陨石标准化曲线图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE diagrams for volcanic rocks from Yingcheng formation

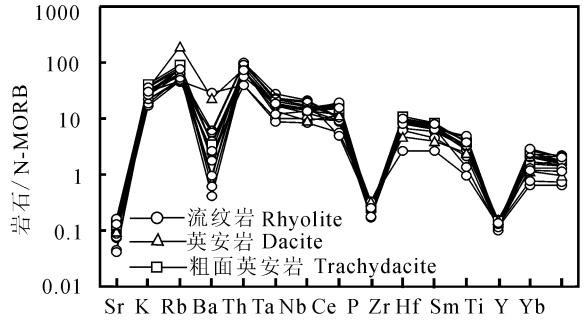
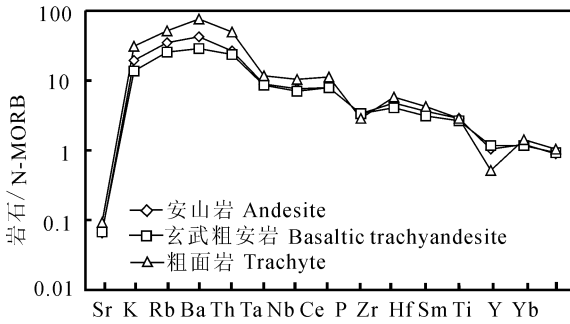


图 6 营城组火山岩微量元素 N-MORB 标准化蛛网图

Fig. 6 N-MORB-normalized spidergrams for trace elements volcanic rocks from Yingcheng formation

2. 12), 而玄武质粗面安山岩样品与流纹岩样品特点相似,也具有高的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值(0.512673)和正的 ε<sub>Nd</sub> 值(1.79)。说明营城组中性与酸性火山岩是同源岩浆演化的结果,同时也指示了火山岩具有明确的地幔组分,这与大兴安岭地区晚中生代火山岩揭示源区性质相似(邵济安等,1999)。

综上,稀土和微量元素的特征及 Nd 同位素测试结果都反映了本区营城组中性-酸性火山岩是同源岩浆演化和喷发作用的产物。

#### 4.4 大地构造环境判别

岩浆活动、火山活动总是与区域地质环境的变动密切相关,因此可用火成岩类的地球化学特征来判别其形成时的构造环境。判别结果表明,火山岩的 R<sub>1</sub>、R<sub>2</sub> (阳离子数, R<sub>1</sub> = [4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)], R<sub>2</sub> = Al + 2Mg + 6Ca) 在 R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> 图解(图 7) 上主要落在造山后 A 型花岗岩区,在 Y-Nb、(Y + Nb)-Rb、(Yb + Ta)-Rb 及 Yb-Ta 等花岗岩类构造环境判别图解(图 8) 上基本落在板内环境(WPG), 说明徐家围子断陷区营城组火山岩形成于板内拉张的大地构造环境,反映了松辽盆地北部地区在早白垩世处于岩石圈伸展减薄的作用阶段。

### 5 讨论

油田大量的地质、地球物理和钻井等勘探成果证实,松辽盆地具典型的二元结构特征,即下部为断陷构造层上部为拗陷构造层,其中前者以发育大量的火山岩为特征,这些火山岩的发育与中国东部晚中生代大范围岩浆作用事件有关。迄今,对松辽盆地的成因曾经提出过许多不同的认识,如大陆裂谷成因(刘嘉麒,1989;高瑞琪等,1995),伸展成因(许

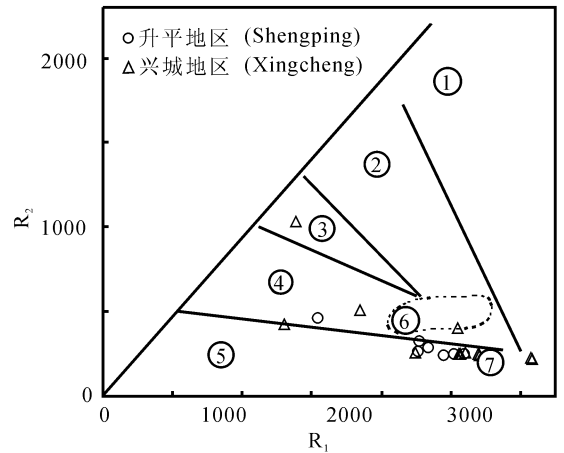


图 7 营城组火山岩的 R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> 图解

(据 Batchelor et al., 1985)

Fig. 7 R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> diagram for volcanic rocks from Yingcheng formation (after Batchelor et al., 1985)

- ①—地幔斜长花岗岩;②—破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)花岗岩;③—板块碰撞后隆起期花岗岩;④—晚造期花岗岩;
- ⑤—非造山区 A 型花岗岩;⑥—同碰撞(S型)花岗岩;⑦—造山期后 A 型花岗岩

- ①—Mantle plagioclase granite; ②—Destructive active-plate margin (before plates collision) granite; ③—Post-plate-collision uplifting period granite; ④—Late-orogenic granite;
- ⑤—Anorogenic A-type granite; ⑥—Syn-collision (S-type) granite; ⑦—Post-orogenic A-type granite

敏等,1998),大型弧后裂谷成因(陈建文,2000);盆地断陷期为陆缘岩浆弧上走滑拉张成因,之后受热冷却沉降和重力均衡沉降作用转变为拗陷期(闫全人等,2002)等等。在晚侏罗世松辽盆地南部火山岩表现为活动陆缘岩浆弧构造属性(闫全人等,2002),

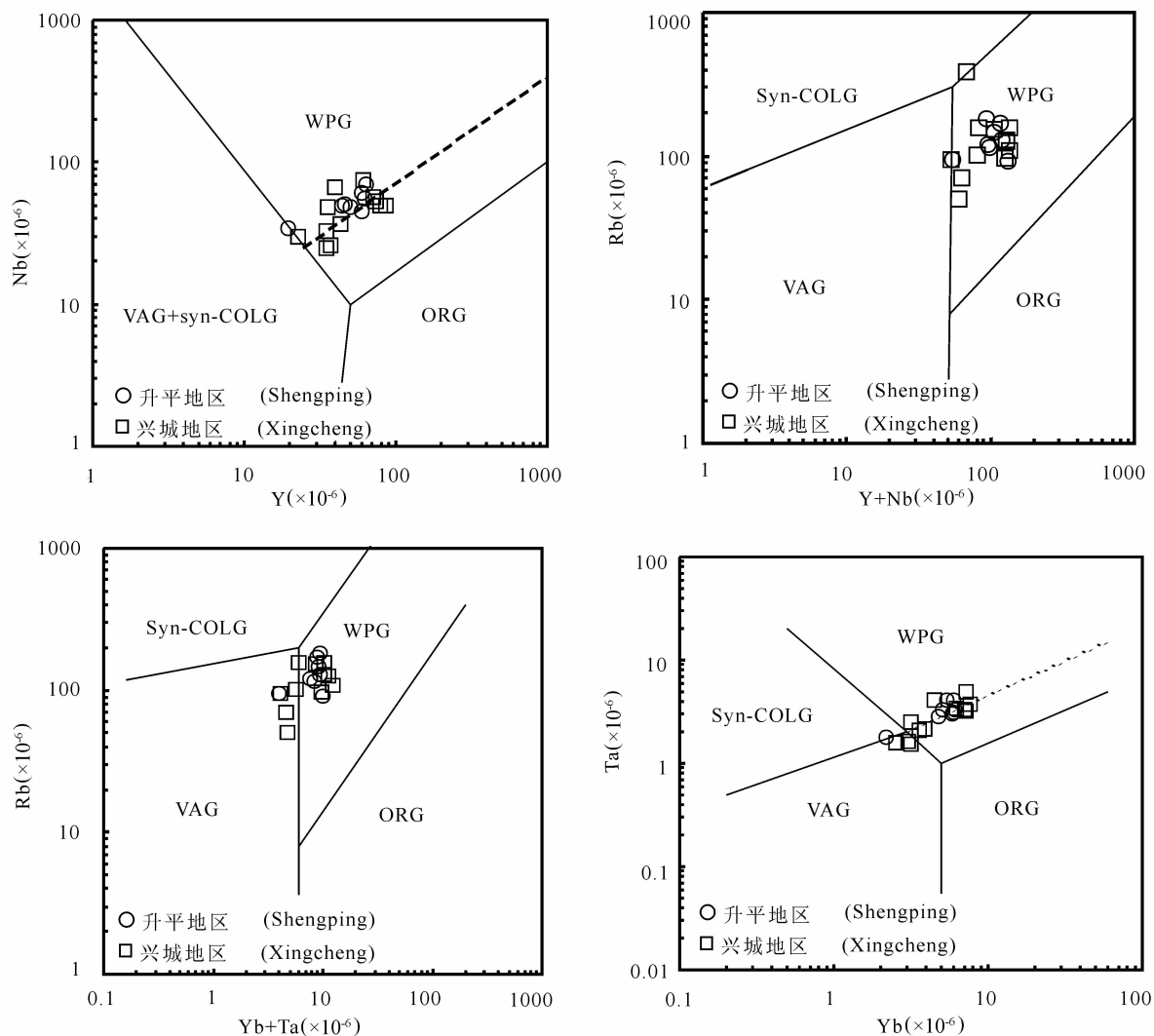


图 8 营城组火山岩的构造判别(据 Pearce et al., 1984)

Fig. 8 Tectonic discrimination diagram for volcanic rocks from Yingcheng formation (after Pearce et al., 1984)

而本文火山岩的研究结果表明松辽盆地北部在早白垩世处于板内伸展构造环境,这一构造环境与目前盆地所展现的伸展构造样式吻合。由此可知,早白垩世营城组火山岩的发育与我国东北地区晚中生代广泛的岩石圈伸展减薄作用有着直接的关系。人们注意到,我国东部晚中生代大范围岩浆作用的时间与古太平洋板块向亚洲大陆板块 NNW 向俯冲消减的动力学背景相匹配(闫全人等, 2002),因此,这一时期岩石圈伸展减薄作用可能与古太平洋板块向亚洲大陆俯冲所引发的地幔物质上涌有关(吴福元等, 2003; 肖龙等, 2004; Wu et al., 2005)。

伴随着地幔物质上涌和岩石圈伸展减薄过程,东北亚地区晚侏罗世-早白垩世发生了大规模的岩浆作用(葛文春等, 2000; Ren et al., 2005; Wu et

al., 2005),表现为多期大规模的火山喷发和岩浆侵入事件(路凤香等, 1997; 朱勤文等 1997; 吴福元等, 2003),与此同时大兴安岭两侧的断陷成盆作用也十分活跃(王清海等, 2003; Ren et al., 2005)。据松辽盆地南部发育的火山岩年代学研究成果,盆地内大规模的火山喷发作用可能有早、晚两期,早期集中在距今 135~129Ma 之间,晚期集中在距今 120~110Ma 之间<sup>①</sup>。本文获得的营城组火山岩的锆石 SHRIMP 定年结果为距今 113~111Ma,属于上述的晚期喷发事件的时间范围。王清海等(2003)对火山岩的同位素和探针研究认为,岩石圈减薄作用可能最早始于早侏罗世,经历中、晚侏罗世和早白垩世的逐渐减薄过程,尤其是早白垩世营城组大量酸性火山岩喷发时期,岩石圈厚度减薄达到极点,仅为

表 2 松辽盆地北部断陷区营城组火山岩主量元素(%)和微量元素( $\times 10^{-6}$ )分析结果

Table 2 Major element and trace elements contents of the volcanic rocks from Yingcheng formation in depression, north of Songliao basin (%)

样品来源	升平地区									兴城地区
样品号	S21-01	S21-02	S21-03	S201-04	S202-05	S202-06	SG2-07	SG2-08	X1-09	X201-10
岩性	R	R	R	R	R	R	R	T	R	R
深度(m)	2863.4	2920.5	3065.7	2970.2	2898.6	3143	3005.9	3097.9	3632.6	4177
SiO <sub>2</sub>	73.51	74.16	74.78	75.56	74.23	74.14	82.93	68.15	74.16	77.04
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.2	0.2	0.22	0.2	0.23	0.17	0.22	0.18	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.56	11.89	10.95	11.21	10.88	11.49	6.93	13.9	10.97	11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.57	4.14	4.07	3.52	5.39	4.08	2.88	2.65	4.79	3.15
MnO	0.06	0.08	0.06	0.08	0.08	0.08	0.11	0.09	0.1	0.07
MgO	0.14	0.07	0.12	0.12	0.08	0.09	0.22	0.13	0.13	0.08
CaO	0.87	0.3	0.29	0.2	0.23	0.53	0.15	1.7	0.21	0.29
Na <sub>2</sub> O	4.87	4.19	2.92	2.91	3.43	3.78	2.03	4.24	3.38	3.88
K <sub>2</sub> O	3.33	4.63	5.64	5.62	4.9	4.94	2.56	6.09	3.91	4.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
LOI	1.11	0.99	0.84	1.3	0.55	0.93	1.39	2.33	1.85	0.01
SUM	100.25	100.67	99.91	100.77	100	100.31	99.41	99.59	99.72	100.46
$\sigma$	2.2	2.49	2.31	2.23	2.23	2.44	0.53	4.24	1.71	2.19
A/CNK	0.88	0.96	0.96	1.00	0.96	0.92	1.46	1.16	1.08	0.91
La	48.62	48.34	82.92	44.26	51.5	57.9	44.79	79.31	81.99	77.17
Ce	99.4	108.91	189.72	86.23	91.98	120.96	91.39	147.24	172.24	184.57
Pr	12.05	11.76	19.2	11.04	14.02	14.46	9.27	16.73	20.67	18.65
Nd	46.59	47.23	74.51	45.09	53.32	57.35	34.68	62.66	77.07	76.71
Sm	9.33	9.79	15.07	8.99	9.78	10.48	7.1	12.35	15.11	13.28
Eu	0.4	0.43	0.4	0.29	0.35	0.33	0.22	0.29	0.35	0.37
Gd	9.73	10.17	14	9.26	9.41	10.71	6.03	10.86	13.8	13.81
Tb	1.49	1.5	1.78	1.53	1.3	1.31	0.84	1.88	2.03	1.84
Dy	11.3	10.57	12.37	9.93	9.12	9.48	4.62	10.28	14.27	12.38
Ho	2.16	1.92	2.32	1.91	1.69	1.65	0.92	1.87	2.57	2.43
Er	6.1	5.82	6.36	5.73	4.27	5.14	2.44	5.42	7.69	7.75
Tm	0.9	0.91	0.94	0.88	0.7	0.76	0.36	0.97	1.17	1.11
Yb	5.96	5.34	5.89	6.02	4.8	5.04	2.19	6.17	7.63	7.21
Lu	0.95	0.86	0.93	0.88	0.7	0.82	0.36	0.96	1.26	1.19
$\Sigma$ REE	254.98	263.55	426.41	232.04	252.94	296.39	205.21	356.99	417.85	418.47
$\delta$ Eu	0.13	0.13	0.09	0.10	0.11	0.10	0.10	0.08	0.07	0.08
(La/Yb) <sub>n</sub>	5.37	5.96	9.27	4.84	7.07	7.57	13.47	8.47	7.08	7.05
Rb	91.44	128.83	169.97	147.56	120.91	114.71	94.23	181.04	125.45	128.06
Sr	126.74	16.17	21.37	25.58	17.7	11.69	24.93	39.77	36.53	4.02
Y	63.6	59.65	61.73	60.25	45.84	50.24	19.43	44.5	70.57	78.44
Zr	826.91	609.79	805.73	790.39	792.76	825.59	551.81	964.92	804.24	865.79
Nb	70.16	60.14	54.86	44.64	50.74	48.13	34.54	49.59	57.3	49.3
Ba	112.53	17.23	12.86	68.39	72.67	78.15	48.82	69.39	120.78	8.18
Hf	15.8	14.41	16.49	15.1	17.22	16.3	10.61	19.76	17.88	18.02
Ta	4.08	4.07	3.06	3.09	2.87	3.29	1.8	3.31	3.69	3.19
Th	19.31	19.92	13.87	13.64	14.04	14.25	7.82	13.84	19.59	13.71



续表 2

样品来源	兴城地区									
	X401-11	X401-12	X5-13	X5-14	X6-15	X8-16	X8-17	X9-18	X9-19	X10-20
样品号	O2	S2	R	O3	R	R	R	R	T	R
岩性										
深度(m)	4255.4	4258.4	3860	3862.2	3848.2	3711	3764.8	3765	4051.5	3805.9
SiO <sub>2</sub>	62.78	53.24	77.8	69.25	78.82	75.34	74.26	75.67	65.56	78.08
TiO <sub>2</sub>	1.58	1.73	0.19	0.23	0.17	0.17	0.15	0.2	0.77	0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.22	14.03	11.5	15.05	9.8	11.94	12.1	10.95	15.43	9.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.79	8.94	2.39	3.82	3.07	3.73	3.5	3.43	4.2	0.19
MnO	0.09	0.15	0.02	0.06	0.03	0.03	0.03	0.06	0.06	0.05
MgO	0.97	2.28	0.08	0.79	0.09	0.11	0.09	0.08	0.21	0.08
CaO	1.7	5.99	0.19	0.66	0.27	0.13	0.18	0.34	1.03	0.19
Na <sub>2</sub> O	4.03	4.02	3.9	2.13	3.68	4.06	5.5	3.06	5.24	2.89
K <sub>2</sub> O	2.87	2.03	4.47	5.17	3.38	3.94	2.83	5.42	4.65	4.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.41	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.34	0.02
LOI	2.58	6.69	0.12	3.24	0.9	1.53	1.18	0.92	2.26	0.47
SUM	99.01	99.53	100.45	100.44	100.21	101.01	99.85	100.16	99.75	96.72
$\sigma$	2.4	3.58	2.01	2.03	1.39	1.98	2.22	2.2	4.34	1.61
A/CNK	1.11	0.71	0.99	1.46	0.96	1.07	0.97	0.95	0.99	1.28
La	39.1	35.83	26.65	55.62	62.83	77.06	62.66	99.61	54.43	72.3
Ce	78.62	80.08	55.26	115.71	160.56	135.38	104.79	193.31	111.83	153.25
Pr	10.15	10.15	5.82	11.83	16.83	19.39	14.69	25.42	13.43	15.62
Nd	44.1	44.31	19.58	43.51	68.6	68.29	58.72	95.79	51.5	63.3
Sm	9.45	8.62	3.19	8.12	12.77	14.53	10.8	16.33	9.6	12.35
Eu	3.13	2.18	0.35	0.74	0.29	0.16	0.11	0.4	2.03	0.24
Gd	8.93	8.36	3.04	7.39	12.06	14.08	10.45	16.58	9.25	10.16
Tb	1.09	1.02	0.44	0.94	1.7	1.84	1.7	2.25	1.24	1.49
Dy	6.72	6.93	3.8	6.53	11.27	12.34	12.33	15.49	7.99	8.33
Ho	1.18	1.22	0.76	1.16	2.11	2.15	2.31	2.72	1.35	1.67
Er	3.51	3.46	2.32	3.22	6.43	6.26	7.25	7.64	3.91	4.4
Tm	0.49	0.49	0.39	0.49	0.93	0.95	0.98	1.11	0.55	0.68
Yb	3.04	3.15	2.54	3.19	6.18	6.13	7.2	6.99	3.57	3.89
Lu	0.49	0.46	0.4	0.51	0.99	0.90	0.99	1.08	0.57	0.57
$\Sigma$ REE	210.00	206.26	124.54	258.96	363.55	359.46	294.98	484.72	271.25	348.25
$\delta$ Eu	1.35	0.79	0.35	0.30	0.07	0.03	0.03	0.08	0.67	0.07
(La/Yb) <sub>n</sub>	8.47	7.49	6.91	11.49	6.70	8.28	5.73	9.39	10.04	12.24
Rb	70.45	50.68	95.33	382.77	97.59	154.65	109.38	156.72	101.03	156.54
Sr	172.72	516.51	32.63	211.45	62.54	50.75	19.24	11.18	187.24	30.17
Y	37.08	34.97	22.79	34.79	73.49	39.39	60.38	85.62	43.31	35.31
Zr	426.83	365.04	239.33	421.04	842.24	789.57	714.53	719.51	517.35	881.31
Nb	26.25	24.7	29.77	32.69	52.45	66.98	74.19	49.98	36.55	48.08
Ba	856.1	576.12	582.59	459.23	51.96	37.04	18.86	35.13	1551.43	19.49
Hf	8.62	7.46	6.49	9.39	17.46	16.35	17.1	15.32	10	19.12
Ta	1.62	1.54	1.59	2.49	3.39	4.06	4.98	3.28	2.12	2.19
Th	5.32	4.73	7.92	15	16.86	18.64	20.2	11.24	10	14.57

注: S2—玄武质粗面安山岩; T—粗面英安岩; O2—安山岩; O3—英安岩; R—流纹岩。样品号 S21-01 中, S21 为井号, 01 等为样品序号。

表3 松辽盆地北部断陷区营城组火山岩 Nd 同位素数据  
Table 3 Nd isotopic data for the volcanic rocks from  
Yingcheng formation in depression, north of Songliao basin

样品号	岩性	深度 (m)	Sm ( $\times 10^{-6}$ )	Nd ( $\times 10^{-6}$ )	$^{147}\text{Sm}/$ $^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/$ $^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$
S21-03	R	3065.7	15.07	74.510	0.122276	0.512679	1.85
S202-06	R	3143	10.48	57.350	0.110476	0.512660	1.63
X201-10	R	4177	13.28	76.710	0.104662	0.512680	2.12
X9-18	R	3765	16.33	95.790	0.103064	0.512645	1.45
X401-12	S2	4258.4	8.62	44.310	0.117611	0.512673	1.79

注:S2—玄武质粗面安山岩;R—流纹岩。

20~30km,之后至晚白垩世,岩石圈又经历了逐渐增生加厚过程。而岩石圈由减薄到增厚这一动力学过程的转变,直接导致了松辽盆地从晚侏罗世-早白垩世的断陷作用向晚白垩世的拗陷作用演变。因此,松辽盆地早白垩世中-酸性火山岩的大量发育是本区岩石圈大规模减薄作用的直接产物,同时意味着这次岩浆作用过程的结束也将成为松辽盆地乃至整个东北亚地区实现断-拗性质转变的一个转折点。

## 6 结论

(1)松辽盆地徐家围子断陷区营城组火山岩的锆石 SHRIMP 年代学研究表明断陷区早白垩世大规模的火山喷发作用发生在距今 113Ma 至 111Ma 之间,时代上属于的 Aptian 期至 Albian 早期。

(2)岩石学、地球化学特征反映松辽盆地徐家围子断陷区营城组火山岩为一套中-酸性喷出岩,以酸性的流纹岩类为主,属钙碱性岩类,亚碱性系列。稀土和微量元素特征及 Nd 同位素测试结果表明,营城组中-酸性火山岩是同源岩浆演化和喷发作用的产物,构造判别图解表明其形成于板内拉张的构造环境。

(3)松辽盆地北部断陷区营城组火山岩的发育是早白垩世松辽地区岩石圈大规模减薄作用的直接证据,而这一作用过程的结束成为盆地由断陷作用阶段向拗陷作用阶段发展的转折点。

致谢:研究样品采集得到浙江大学地球科学系沈忠悦教授、厉子龙副教授、沈中延博士和大庆油田勘探开发研究院天然气研究室丁日新、纪学雁等人的大力帮助,锆石年代学测试得到西澳大学李正祥教授很大的支持,地球化学测试得到南京大学地球科学系沈渭洲教授的帮助,Nd 同位素测试得到中科院广州地球化学研究所李武显研究员的帮助,此外还得到浙江大学的闫强和吴磊等人的帮助,审稿人

提出了宝贵的修改意见,在此对他们一并表示衷心的感谢!

## 注 释

① 裴福萍,许文良,杨德斌,纪伟强,高福红. 2005. 松辽盆地南部中生代火山岩的形成时代及其对盆地基底性质的制约. 全国岩石学与地球动力学研讨会——论文摘要,杭州:108.

## 参 考 文 献

- 陈建文. 2000. 一个大型弧后裂谷盆地的沉积充填模式——以松辽盆地为例. 石油实验地质, 22(2):50~54.
- 冯翠菊,王敬岩,冯庆付. 2004. 利用测井资料识别火成岩岩性的方法. 大庆石油学院学报, 28(4):9~11.
- 高端琪,萧德铭. 1995. 松辽及外围盆地油气勘探新进展. 北京:石油工业出版社,1~229.
- 葛文春,林强,孙德有,吴福元,李献华. 2000. 大兴安岭中生代两类流纹岩成因的地球化学研究. 地球科学——中国地质大学学报, 25(2):172~178.
- 郭军,陈守田,王维林,许建军. 2000. 松辽盆地徐家围子断陷火山岩岩石化学特征及其构造环境. 长春科技大学学报, 30(3):243~245.
- 李彦民,李艳丽,赵徵林,曹国银. 2002. 深层火山岩储集层定量预测方法研究. 石油地球物理勘探, 37(2):175~179.
- 林强,葛文春,吴福元,孙德有,曹林. 2004. 大兴安岭中生代花岗岩类的地球化学. 岩石学报, 20(3):403~412.
- 刘嘉麒. 1989. 论中国东北大陆裂谷系的形成与演化. 地质科学, (3):209~216.
- 刘万洙,王璞瑛,门广田,边伟华,尹秀珍,许利群. 2003. 松辽盆地北部深层火山岩储层特征. 石油与天然气地质, 24(1):28~31.
- 路凤香,朱勤文,李思田. 1997. 松辽盆地周边中生代火山作用及其地球动力学背景. 见:李思田等主编. 中国东部及邻区中、新生代盆地演化地球动力学背景. 武汉:中国地质大学出版社,169~185.
- 路远发. 2004. GeoKit:一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包. 地球化学, 33(2):459~464.
- 綦敦科,吴海波,陈立英. 2002. 徐家围子火山岩气藏储层测井响应特征. 测井技术, 26(1):52~54.
- 邵济安,张履桥,牟保磊. 1999. 大兴安岭中生代伸展造山过程中的岩浆作用. 地学前缘, 6(4):339~345.
- 施光海,苗来成,张福勤,简平,范蔚茗,刘敦一. 2004. 内蒙古锡林浩特 A 型花岗岩的时代及区域构造意义. 科学通报, 49(4):384~389.
- 宋彪,张玉海,万渝生. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊):26~30.
- 肖龙,王方正,王华, F. Pirajno. 2004. 地幔柱构造对松辽盆地及渤海湾盆地形成的制约. 地球科学——中国地质大学学报, 29(3):283~292.
- 许敏,薛福林,王东坡. 岩石圈流变性与沉积盆地——以辽西-辽北-松辽盆地地区为例. 长春科技大学学报, 1998, 28(4):406~410.
- 许文良,孙德有,周燕. 1994. 满洲里—绥芬河地学断面岩浆作用和地壳结构. 北京:地质出版社.
- 许文良,郑常青,王冬艳. 1999. 辽西中生代粗面玄武岩中地幔和下地

- 壳捕虏体的发现及其地质意义. 地质论评, 45(增刊): 444~449.
- 王璞珺, 迟元林, 刘万洙, 程日挥, 单玄龙, 任延广. 2003. 松辽盆地火山岩相: 类型、特征和储层意义. 吉林大学学报(地球科学版), 33(4): 449~456.
- 王清海, 徐文良. 2003. 松辽盆地形成与演化的深部作用过程——中生代火山岩探针. 吉林大学学报(地球科学版), 33(1): 37~42.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 郭春丽. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. 地学前缘(中国地质大学, 北京), 2003, 10(3): 51~60.
- 闫全人, 高山林, 王宗起, 郝杰, 肖文交, 李继亮. 2002. 松辽盆地火山岩的同位素年代、地球化学特征及意义. 地球化学, 31(2): 169~179.
- 殷进垠, 刘和甫, 迟海江. 2002. 松辽盆地徐家围子断陷构造演化. 石油学报, 23(2): 26~29.
- 赵海玲, 邓晋福, 陈发景, 刘厚祥, 胡泉, 狄永军. 1996. 松辽盆地东南缘中生代火山岩及其盆地形成的构造背景. 地球科学, 21(4): 421~427.
- 朱勤文, 路凤香, 谢意红, 郑建平. 1997. 大陆边缘扩张型活动带火山岩组合——松辽盆地周边中生代火山岩研究. 岩石学报, 13(4): 551~562.
- Batchelor R A, Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48: 43~55.
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, Zhang Z, Ma G. 1992. Zircon U-Pb ages for the early Cambrian time-scale. Journal of the Society of London, 149: 171~184.
- Irvine T N and Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification to the common volcanic rocks. Canada Journal of Earth Science, 8: 523~548.
- Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956~983.
- Ren J Y, Tamaki K, Li S T, Zhang J X. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. Tectonophysics, v. 344, p. 175~205.
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mikkibben M A, Shanks III W C, Ridlley W I. Applications of Micro Analytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews Econ. Geology, 7: 1~35.
- Wu F Y, Lin J Q, Wilde Simon A, Zhang X O, Yang J H. 2005. Nature and significance of the early Cretaceous giant igneous event in eastern China. Earth and Planetary Science Letters, 233: 103~119.

## Geochronology of Zircon SHRIMP, Geochemistry and Its Implication of the Volcanic Rocks from Yingcheng Formation in Depression Area, North of Songliao Basin

ZHANG Fengqi<sup>1)</sup>, PANG Yanming<sup>2)</sup>, YANG Shufeng<sup>1)</sup>, DONG Chuanwan<sup>1)</sup>,  
CHEN Hanlin<sup>1)</sup>, SHU Ping<sup>2)</sup>

1) Earth Science Department of Zhejiang University, Hangzhou, Zhejiang, 310027

2) Exploration and Development Research institute of Daqing Oilfield, Daqing, Heilongjiang, 163712

### Abstract

A suite of intermediate or acidic volcanic rocks distributed widely in the Yingcheng Formation of the Xujiaweizi depression, north of the Songliao Basin, consist of basaltic trachyte andesite, andesite, dasite, rhyolite and rhyolitic volcanoclastic rocks, etc., which mostly belong to subalkaline and para-pelite. Geochronological study through zircon SHRIMP U-Pb of the volcanic rocks shows that the volcanic eruption concentrates between 113Ma and 111Ma, which experienced from the early Aptian to the Albian of the early Cretaceous. Geochemical study and Nd isotopic data shows that the volcanic rocks of the Yingcheng Formation in the depression were from the same magma source, for the rhyolites are rich in such elements as Rb, Th, Zr, etc., and have obvious negative anomalies of Sr, Ba, P, Ti, Eu, etc., while the andesites have a notable loss of those elements, and the characteristics of dacites are between them. The tectonic discrimination diagrams of granite for the volcanic rocks indicate that they were formed in the extensional tectonic environment of intraplate and is the product of a large-scale lithospheric thinning and magmatism in eastern China during the Early Cretaceous.

**Key words:** volcanic rocks from Yingcheng formation; geochronology; geochemistry; Songliao basin; the early Cretaceous; lithospheric thinning

