

文章编号: 1000-0550(2010)04-0688-08

抚顺盆地始新世古湖泊演化^①

柳蓉^{1,2} 刘招君^{1,2} 孟庆涛¹ 孙平昌¹ 周人杰¹ 刘冬青¹ 杨栋¹

(1. 吉林大学地球科学学院 长春 130061; 2. 吉林大学东北亚生物演化与环境教育部重点实验室 长春 130061)

摘要 通过野外实测剖面及室内测试分析等方法,对始新世断陷盆地抚顺盆地的古湖泊开展研究,其主要目的是揭示始新世—渐新世全球变冷气候在大陆的响应。野外岩性、相标志及岩石薄片分析表明,抚顺盆地始新统沉积相演化规律主要表现从湖沼亚相—浅湖亚相—半深湖亚相—深湖亚相—半深湖亚相—浅湖亚相,水体深度变化总体表现为由浅—深—浅的过程。借助 B、Mn、Ti、Co、Cr、Ni、V 等微量元素含量以及 Sr/Ba、V/(V+Ni)、Ni/Co、 $\omega\text{Fe}_2\text{O}_3/\omega\text{FeO}$ 等元素和氧化物比值分析,得出抚顺盆地从始新世早期到晚期气候发生了明显的变化,始新世早期主要为湿润的成煤气候,始新世中期的计军屯组则显示了半湿润气候,到了始新世的中晚期则出现了干燥的气候条件,形成了半咸水—咸水的一套泥灰岩与泥页岩互层的干旱气候演化。总体有从始新世向渐新世,气候由湿润向干燥变化的规律。

关键词 抚顺盆地 始新世 古湖泊 古气候 大陆响应

第一作者简介 柳蓉 女 1976 年出生 博士 副教授 盆地分析和油页岩成矿 E-mail: liurong@jlu.edu.cn

中图分类号 P534.61+3 **文献标识码** A

0 前言

古新世—始新世热极限事件^[1~7]以及始新世—渐新世全球变冷气候在海洋沉积方面已经得到了很多肯定的研究成果^[8~16]。目前,认为北大西洋火成岩省活动^[1~3]以及天然气水合物(水和甲烷的固体晶体)释放^[4~7]是造成古新世—始新世热极限事件的主要原因;而始新世—渐新世全球变冷事件的主要成因有限星撞击说^[8,9]、环南极洋流说^[10~14]、大气 CO₂ 含量快速变化^[15,16]等学说。以上成果大部分来自对海洋沉积的研究,而对于在大陆的响应研究相对较少。

抚顺盆地发育了完整的始新世地层,并由于长期处于湖泊状态,广泛发育了在还原条件下所形成的油页岩等暗色有机细粒沉积岩,记录了丰富的陆相盆地古环境、古生产力和古湖泊演化等信息^[17~19],为研究始新世的气候演化提供了良好的条件。

抚顺盆地位于邻庐断裂带北延分支—敦密断裂带西端,抚顺盆地是中国东北地区新生代盆地中地层发育较全的盆地,由古新统老虎台组和栗子沟组、始新统古城子组、计军屯组、西露天组和耿家街组组成,缺失渐新统。其中,耿家街组只在局部地方发育(图 1)。垂向上,自下而上发育了玄武岩夹煤层、凝灰岩

夹煤层、巨厚煤层和巨厚油页岩层和巨厚绿色页岩夹泥灰岩五套明显不同的沉积体系,尤以巨厚煤层和巨厚油页岩层闻名于世。但因只注重煤的开采,前人的研究主要集中在古城子组巨厚煤段,而对于之上的计军屯和西露天组很少讨论。

本文拟通过对抚顺盆地发育完整的始新世沉积的古湖泊演化研究,揭示我国东北地区始新世末期古湖泊和古气候的演化,对始新世的气候在陆地上的响应做一些补充。

1 实验及分析方法

研究的工区位于抚顺盆地的西露天矿,该地区由于古城子组巨厚煤层的开采,从古城子组、计军屯组到西露天组都已经暴露于地表,缺失耿家街组(图 1)。本次研究主要采用野外实测剖面、野外取样、室内测试分析的研究思路。

野外实测剖面位于抚顺盆地西露天矿东北缘,共计实测导线 68 根,总长约 1 049.35 m,剖面从煤层顶板下 10 m 开始,连续实测了计军屯组、西露天组地层,一直到第四纪的表土沉积。

抚顺盆地现今为新生代残留盆地,只保留湖盆中心的细粒沉积。针对以上特征,采取了微量元素分析和全岩分析等分析手段。其中,β 元素采用发射光谱

①高等学校博士学科点专项科研基金(新教师基金课题)(编号:200801831098)、国家自然科学基金(批准号:40972076)、吉林省科技发展计划(青年科研基金)(编号:20090167)、国土资源部公益性行业科研专项(编号:200811013)、国土资源部“十一五”重大科技创新项目(编号:20080106-1) 国家科技重大专项(编号:2008ZX05018-001-004) 联合资助。

收稿日期:2009-06-22; 收修改稿日期:2009-06-27

法(ES), Ba、Co、Cr、Cu、Li、Mn、Ni、Sr、Ti、V、Zn 元素采用等离子体质谱法(ICP-MS), Zr 元素采用压片法 X-射线荧光光谱(XRF)(表 1)。为了检测测试结果的准确性,进行了重复样和标样分析,重复样合格率 100%。分析结果表明元素的相对偏差小于 2%,表明总体分析结果可靠。主量元素采用硅酸盐全分析(表 2)。

2 沉积相环境分析

抚顺盆地为新生代残留盆地,现保留了盆地沉积中心的细粒沉积,缺失边缘相。本次实测剖面,由于煤矿的开采,始新世古城子组、计军屯组、西露天组地

层全部暴露于地表,犹如一座天然的露头,为古湖泊的研究提供了优良的研究条件。通过野外实测剖面,露头特征表现为古城子组、计军屯组与西露天组地层都为连续沉积。

抚顺盆地主要发育了滨浅湖相和湖泊相沉积,进一步可以划分为湖沼、浅湖、半深湖和深湖四个亚相(图 1)。

滨浅湖相湖沼亚相主要发育在抚顺盆地的底部古城子组含煤段,是成煤的主要环境之一,主要由煤层和泥质粉砂岩互层组成。煤层底板为凝灰质页岩,顶板为浅湖环境的碳质页岩和粉砂质泥岩,煤层中含有丰富的植物茎干化石和大量的炭屑(图 1)。



图 1 抚顺盆地古近系地层综合柱状图

Fig. 1 Comprehensive strata column of Fushun Basin, Paleogene

湖泊相主要分为浅湖、半深湖和深湖亚相。浅湖亚相主要发育在抚顺盆地始新统计军屯组底部和西露天组。计军屯组底部粉砂质泥岩或泥质粉砂岩中水平层理和透镜状层理发育,并含有大量的鱼类化石和植物化石残片(图1,图2A~J)。西露天组主要由褐色页岩、绿色泥岩和灰—绿色泥灰岩互层组成,这

三种不同颜色的沉积物交互出现表明当时水体不会太深,同时在页岩中水平层理发育,含有浅水介形虫化石和大量的碳屑。半深湖—深湖亚相主要发育在抚顺盆地计军屯组,实际上半深湖和深湖不易区分,故将二者合并为半深湖—深湖亚相。半深湖亚相主要沉积了巨厚的灰黑色的油页岩,水平层理较发

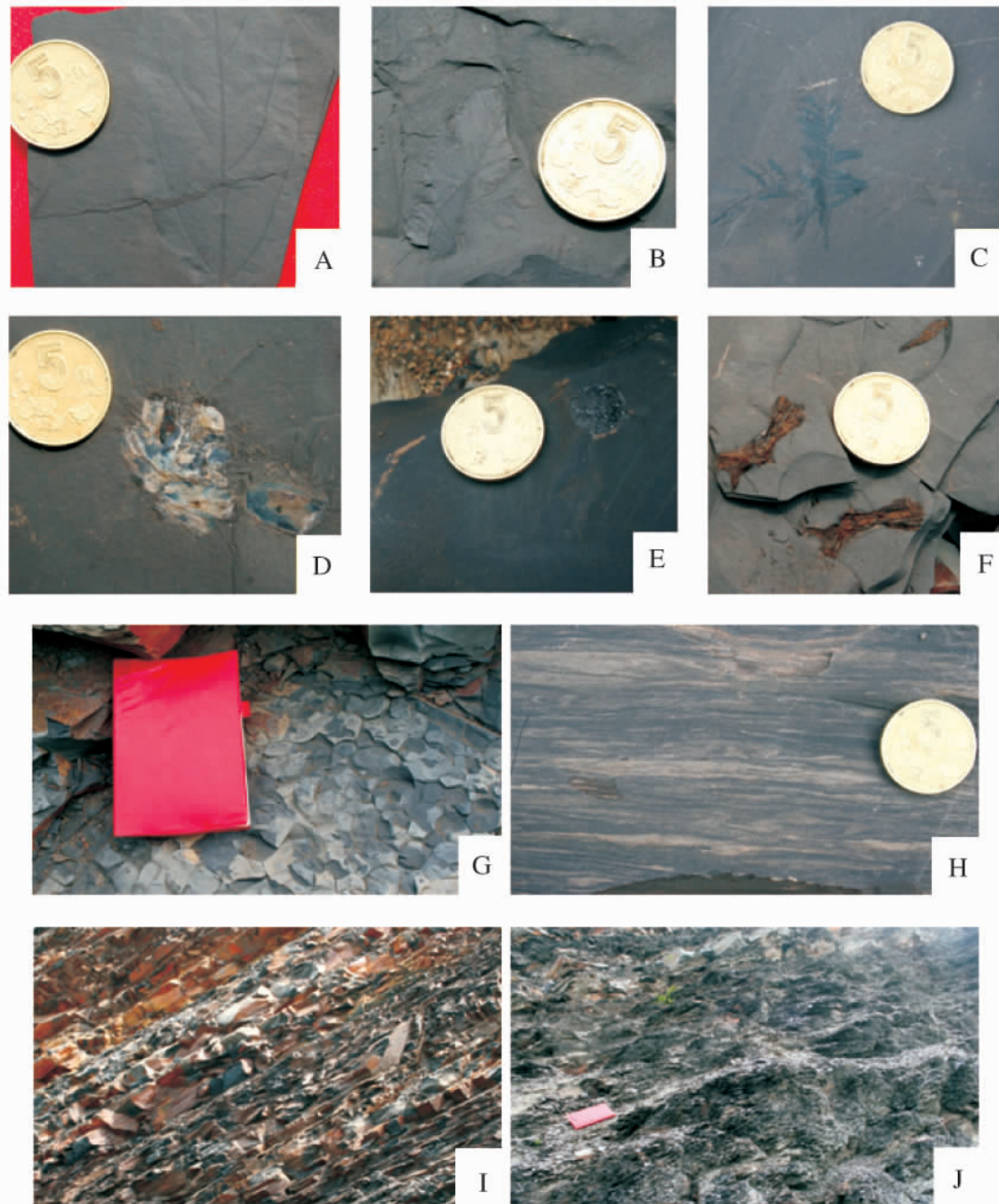


图2 抚顺盆地始新世地层地表露头特征

A. 计军屯组底部被子植物化石 *Angiosperm*; B. 计军屯组底部被子植物化石 *Angiosperm*; C. 计军屯组底部松柏类植物化石, 水杉 *Metasequoia* sp.; D. 计军屯组底部鱼鳞化石; E. 计军屯组底部植物碳化; F. 计军屯组底部碳化植物茎杆; G. 计军屯组油页岩贝壳状断口; H. 计军屯组底部粉砂质泥岩或泥质粉砂岩中发育的透镜状层理; I. 计军屯组油页岩段块状层理; J. 计军屯组油页岩段风化后呈页片状

Fig. 2 Surface outcrops of Eocene strata in Fushun Basin

表1 抚顺盆地微量元素含量(10^{-6})Table 1 Contents of Trace Elements of Sediment in Fushun Basin(10^{-6})

送样号	深度/m	Ti	Mn	Co	Cr	Ni	V	Ba	Sr	B	Cu	Zn
XP87-1	411.81	5088.12	1030.96	23.16	98.86	60.20	92.27	486.63	686.39	75.85	36.13	92.17
XP81-1	423.15	3659.10	1888.46	10.77	73.99	32.76	68.79	402.83	651.64	46.87	28.13	52.08
XP70-1	445.58	6461.00	687.18	18.37	122.78	71.95	131.00	420.13	390.62	96.97	47.82	85.23
XP67-1	448.80	6238.00	644.15	20.17	123.15	90.96	123.80	463.04	343.61	95.22	46.42	88.85
XP58-1	459.45	4843.69	1106.42	18.59	100.24	56.92	113.30	404.52	141.96	42.29	38.11	76.64
XP51-3	470.61	3927.73	1968.82	16.09	80.24	48.07	105.05	429.58	140.32	23.91	29.29	68.94
XP50-1	484.49	2957.23	2155.02	15.33	69.72	41.55	94.89	308.84	102.96	16.33	25.12	50.22
XP42-3	515.37	6548.86	435.51	23.19	120.67	75.82	132.21	394.43	98.79	29.30	49.24	89.65
XP41-1	524.95	4850.14	1306.34	20.52	110.82	61.62	130.47	458.75	131.73	29.42	41.98	85.13
XP40-1	525.33	4637.44	921.49	18.96	95.28	52.16	109.51	444.20	122.94	26.08	38.11	69.59
XP38-7	528.57	6536.85	843.68	23.73	129.78	70.25	129.59	457.59	112.52	21.18	46.55	90.13
XP38-2	530.95	6037.80	749.90	21.98	119.29	60.78	118.53	510.71	129.99	23.20	40.66	90.50
XP36-1	546.38	6718.00	1163.26	20.54	119.84	57.71	130.00	529.63	125.16	21.91	38.47	86.24
XP35-1	550.37	6920.92	491.18	31.74	137.14	75.86	119.80	438.72	121.78	26.92	47.56	106.22
XP35-4	554.70	7111.17	1398.46	32.56	136.12	72.08	139.49	1150.84	296.12	25.08	48.50	99.04
XP33-4	557.46	4995.99	3248.70	21.57	113.68	48.58	174.60	494.04	87.30	13.05	31.13	65.91
XP30-1	567.53	3724.36	2418.64	20.71	90.86	42.77	125.81	368.37	77.46	17.54	27.23	69.12
XP21-1	585.94	2895.00	3602.48	34.11	84.24	49.69	80.51	293.88	44.92	22.75	23.16	94.22
XP11-1	590.71	89.53	54.69	10.87	5.97	7.02	5.59	13.47	7.50	45.45	2.12	16.07

表2 沉积岩主元素化学成分(%)

Table 2 Chemical composition of main elements in clastic sedimentary rocks(%)

岩性	样品号	深度/m	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	TFe ₂ O ₃	LOI
泥灰岩	XP422-1	2.02	1.66	9.66	8.16	31.29	0.12	1.67	14.59	0.41	0.12	6.06	26.10
褐色页岩	XP412-1	15.03	2.39	2.76	13.68	52.07	0.18	2.71	2.69	0.84	0.10	5.46	16.45
绿色泥岩	XP411-1	16.00	2.89	4.40	13.53	45.71	0.39	3.04	7.45	0.71	0.10	6.67	14.71
褐色页岩夹薄层绿色泥岩	XP68-2	447.79	1.05	2.04	20.32	52.82	0.10	1.30	1.05	1.14	0.08	6.17	14.02
绿泥岩	XP66-3	449.25	1.07	3.05	16.58	53.03	0.61	3.15	4.69	0.94	0.06	6.16	10.13
泥灰岩	XP65-1	450.55	0.54	13.36	4.16	11.51	0.19	0.59	24.24	0.27	0.30	6.99	37.86
褐色油页岩	XP51-1	481.22	0.78	0.99	17.64	45.70	0.17	1.02	0.48	0.98	0.10	6.29	26.04
深灰色油页岩	XP45-1	506.18	0.55	1.20	16.45	51.17	0.18	1.05	0.68	0.88	0.12	8.30	19.37
深灰色页岩	XP38-2	530.95	0.48	0.98	16.82	54.58	0.24	1.09	0.40	0.94	0.10	5.84	18.22
深灰色页岩	XP35-4	550.37	0.42	1.41	21.76	48.82	0.59	1.04	0.65	1.09	0.18	8.71	15.18

育;深湖亚相主要沉积了巨厚的褐色油页岩,块状层理较发育,贝壳状断口(图2G~I)。根据油页岩含油率的测试结果,深湖相油页岩的含油率和厚度明显高于半深湖相油页岩,并且高含油率的油页岩在野外风化后呈页片状(图2J)。

综上所述,可以看出,抚顺盆地始新统沉积相演化规律主要表现从湖沼亚相—浅湖亚相—半深湖亚相—深湖亚相—半深湖亚相—浅湖亚相(图1),水体深度变化总体表现为由浅—深—浅的过程。

3 古湖泊水介质分析

B 元素分析

沉积物的硼吸附量与水体中的硼含量有关,而水体中的硼含量与水体盐度存在线性关系^[20],因而沉积物中的硼含量与水体的盐度存在函数关系^[21]。一般认为,淡水湖相沉积中硼的含量最小,小于 60×10^{-6} ,半咸水环境中硼的含量介于 $60 \times 10^{-6} \sim 100 \times 10^{-6}$ 之间,咸水环境沉积中硼含量大于 100×10^{-6} ^[21,22]。

依据上述硼含量与水体盐度的关系,研究区的沉积岩中的硼(B)含量介于 $13.05 \times 10^{-6} \sim 96.97 \times 10^{-6}$ 之间(图3)。其中,古城子组含煤段和计军屯组含油页岩段的沉积岩中的硼(B)含量介于 $13.05 \times 10^{-6} \sim 45.45 \times 10^{-6}$ 之间,全部数据都小于 60×10^{-6} ;西露天组页岩和泥灰岩互层段的沉积岩中的硼(B)

含量只有一个样品小于 60×10^{-6} , 其他都大于 60×10^{-6} ; 因此, 可以认为抚顺盆地经历了从古城子组、计军屯组的淡水至西露天组半咸水的水介质演化。

Sr/Ba 比值分析

Sr/Ba 比值常用来作为区分淡水和咸水沉积的参数^[21~23], 通常 $Sr/Ba > 1$ 表示咸水, $Sr/Ba < 1$ 表示淡水。

依据上述 Sr/Ba 比值与水体盐度的关系, 研究区的沉积岩中的 Sr/Ba 比值介于 0.15 ~ 1.61 之间(图 3)。其中, 古城子组含煤段 Sr/Ba 比值为 0.56, 计军屯组含油页岩段 Sr/Ba 比值介于 0.15 ~ 0.35 之间, 西露天组页岩和泥灰岩互层段 Sr/Ba 比值介于 0.74 ~ 1.61 之间。因此, 从 Sr/Ba 比值可以认为抚顺盆地经历了从古城子组、计军屯组的淡水至西露天组半咸水—咸水的水介质演化。

4 古湖泊氧化还原条件分析

目前, 越来越多的学者利用微量元素及其比值恢复古湖泊的氧化还原条件, 其中, 微量元素 $V/(V + Ni)$ 和 Ni/Co 比值以及 Ni/Co 和 Cu/Zn 比值已经广泛应用于古湖泊水体氧化条件研究中, 并且总结出了一些经验值^[24~27]。例如, $V/(V + Ni) > 0.54$ 代表厌氧环境, $V/(V + Ni)$ 比值介于 0.45 ~ 0.60 之间表示贫氧的沉积环境, $V/(V + Ni) < 0.46$ 指示富氧的沉积环境。 Ni/Co 和 Cu/Zn 高值反映还原条件^[24]。

依据上述各微量元素含量与古湖泊氧化还原条件的关系, 研究区的沉积岩中的 $V/(V + Ni)$ 比值介于 0.44 ~ 0.78 之间(图 3)。其中, 古城子组含煤段 $V/(V + Ni)$ 比值为 0.44, 显示贫氧—富氧的沉积环境; 计军屯组含油页岩段 $V/(V + Ni)$ 比值介于 0.61 ~ 0.78 之间, 显示了厌氧环境; 西露天组页岩和泥灰岩互层段 $V/(V + Ni)$ 比值介于 0.57 ~ 0.67 之间, 显示了贫氧—厌氧环境。同时, 研究区的沉积岩中的 Ni/Co 比值介于 0.65 ~ 4.51 之间。其中, 古城子组含煤段 Ni/Co 比值为 0.65, 计军屯组含油页岩段 Ni/Co 比值介于 1.45 ~ 3.26 之间, 西露天组页岩和泥灰岩互层段 Ni/Co 比值介于 2.50 ~ 4.50 之间。

研究区的沉积岩中的 Cu/Zn 比值介于 0.13 ~ 0.78 之间。其中, 古城子组含煤段 Cu/Zn 比值为 0.13, 计军屯组含油页岩段 Cu/Zn 比值介于 0.24 ~ 0.55 之间, 西露天组页岩和泥灰岩互层段 Cu/Zn 比值介于 0.39 ~ 0.56 之间。

因此, 综合 $V/(V + Ni)$ 、 Ni/Co 、 Cu/Zn 比值可以

分析从古城子组含煤段、计军屯组含油页岩段到西露天组页岩和泥灰岩互层段的还原程度是逐渐增强。

5 古气候演化分析

$\omega Fe_2O_3/\omega FeO$ 比值

Fe 是变价元素, 其地球化学行为取决于所在环境的物理化学条件, 尤其是所处的氧化还原环境的变化反映特别敏感^[28]。在还原条件下, pH 值较高时, 铁以 Fe^{2+} 形式存在, 迁移能力很强; 在氧化条件和 pH 值低的酸性介质中, 铁以 Fe^{3+} 形式存在, 迁移能力弱。因此可以根据泥岩中 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 的含量及其比值来反映环境的氧化还原程度^[21]。并且, 一般在干热气候条件下, 沉积环境的氧化性很强, 故 Fe 对应的两类氧化物 $\omega Fe_2O_3/\omega FeO$ 比值显著增高^[29]。

依据上述 $\omega Fe_2O_3/\omega FeO$ 比值与气候干湿条件变化的对应关系, 研究区的沉积岩中的 $\omega Fe_2O_3/\omega FeO$ 比值介于 0.15 ~ 2.41 之间(图 3)。其中, 古城子组含煤段沉积岩中的 $\omega Fe_2O_3/\omega FeO$ 比值为 0.15, 计军屯组含油页岩段沉积岩中的 $\omega Fe_2O_3/\omega FeO$ 比值平均为 1.42, 西露天组页岩和泥灰岩互层段的沉积岩中的 $\omega Fe_2O_3/\omega FeO$ 比值为 2.11。因此, 可以认为抚顺盆地古城子组的气候条件为湿润, 西露天组的气候条件为干热, 而计军屯组的气候条件介于古城子组和西露天组之间, 为半湿润气候。

Mn、Ti、Co、Cr、Ni、V 等微量元素含量

研究证明^[28], 湖泊沉积物中的 Mn、Ti、Co、Cr、Ni、V 等元素的含量变化对于指示气候冷暖干湿波动有重要意义。因为一般在温暖潮湿气候条件下, 湖水成弱酸性, 使 Mn、Ti、Co、Cr、Ni、V 等元素活性增加, 迁移能力增大, 导致沉积区浓度相对富集; 而在干冷气候条件下, 由于风化作用减弱, 介质碱性增强, 生物活动降低, 从而使 Mn、Ti、Co、Cr、Ni、V 等元素活性降低, 使这些元素在沉积区降低。

依据上述 Mn、Ti、Co、Cr、Ni、V 等微量元素与气候条件的关系, 研究区沉积岩中的 V 元素含量介于 5.59×10^{-6} ~ 174.6×10^{-6} 之间(图 3)。其中, 古城子组含煤段沉积岩中的 V 元素含量为 5.59×10^{-6} , 为最低值; 计军屯组含油页岩段沉积岩中的 V 元素含量介于 80.51×10^{-6} ~ 174.6×10^{-6} 之间, 平均值为 121.70×10^{-6} ; 西露天组页岩和泥灰岩互层段的沉积岩中的 V 元素含量介于 68.79×10^{-6} ~ 131.00×10^{-6} 之间, 平均值为 103.96×10^{-6} 。

此外, Mn、Ti、Co、Cr、Ni 等微量元素含量也大致

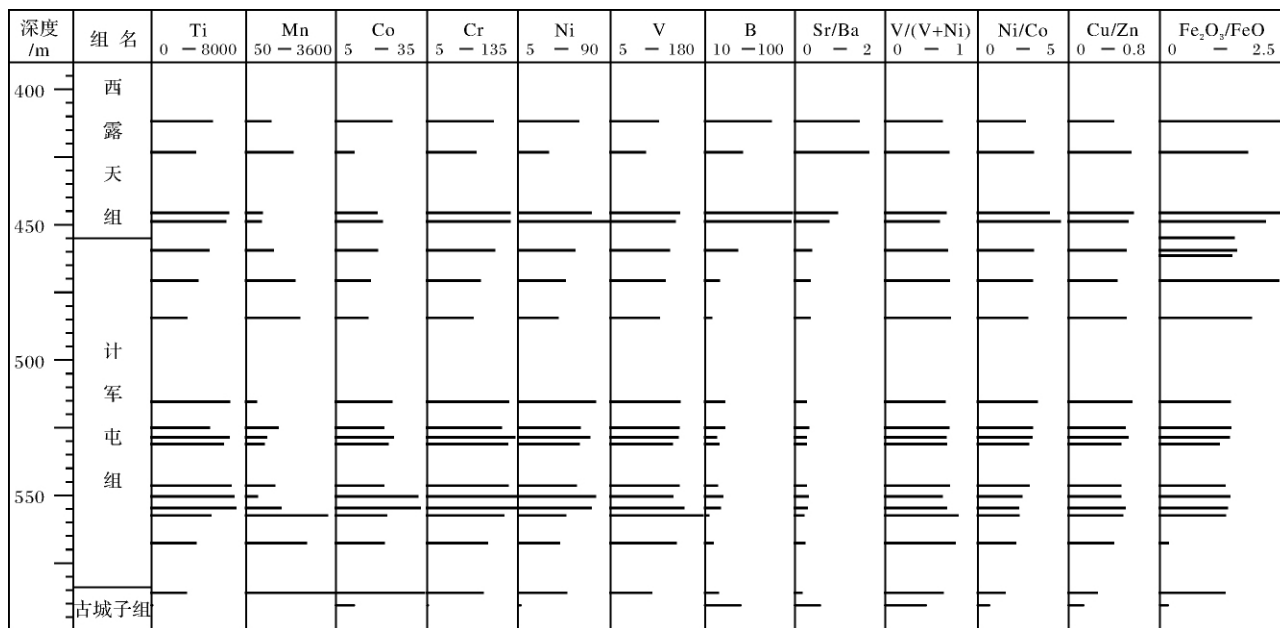


图 3 抚顺盆地微量元素 (10^{-6}) 丰度及元素比值纵向变化特征

Fig. 3 Vertical variation of trace element abundance (10^{-6}) and element ratios of Fushun basin

显示了相似的变化规律,抚顺盆地计军屯组的 Mn、Ti、Co、Cr、Ni、V 等微量元素含量相对富集,其次为西露天组,古城子组最低(图 3)。并且,古城子组煤中 Mn、Ti、Co、Cr、Ni 等外源微量元素含量偏低也正好印证了煤的沉积环境时期的陆源碎屑供给贫乏。

因此,可以认为抚顺盆地古城子组的气候条件为湿润的成煤气候,计军屯组的气候条件则为有着丰富陆源元素输入的湿润气候,西露天组的气候条件则相对于计军屯组干燥,元素迁移能力较计军屯组时期低。

6 结论

从野外露头及微量化学元素分析等综合分析,抚顺盆地始新统古城子组、计军屯组、西露天组沉积环境演化规律主要表现从湖沼亚相—浅湖亚相—半深湖亚相—深湖亚相—半深湖亚相—浅湖亚相,水体深度变化总体表现为由浅—深—浅的过程。

古湖泊、气候条件变化方面,研究区涉及始新世地层,从始新世早期到晚期气候发生了明显的变化,始新世早期主要为湿润的成煤气候,始新世中期的计军屯组则显示了半湿润气候,到了始新世的中晚期则出现了干燥的气候条件,形成了半咸水—咸水的一套泥灰岩与泥页岩互层的干旱气候演化。总体有从始新世向渐新世,气候由湿润向干燥变化的规律。

因此,通过此次研究表明,全球始新世至渐新世

出现全球变干冷气候的规律在我国的东北地区的陆相沉积有一定的响应。但在抚顺盆地西露天组表现为干燥,还没有变化到渐新世的寒冷干燥气候。其主要原因是抚顺盆地西露天组属于始新世的中晚期,其上还发育有耿家街组,但该组地层只在局部地区发育。要想更完整的揭露始新世的古气候变迁,还需要进一步的工作。

致谢 本文在野外工作开展中得到了抚顺矿业集团的大力支持和帮助,工作开展过程中得到国土资源部油气资源战略研究中心的帮助,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献 (References)

- 1 Thomas D J, Bralower T J, Zachos J C. New evidence for subtropical warming during the late Paleocene thermal maximum: Stable isotopes from deep sea drilling project site 527, walvis ridge [J]. *Paleoceanography*, 1999, 14(5): 561-570
- 2 Crouch E M, Heilmann C, Brinkhuis H, et al. Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum [J]. *Geology*, 2001, 29(4): 315-318
- 3 Bralower T J. Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil assemblage data from ocean drilling program site 690, Maud Rise, Weddell Sea [J]. *Paleoceanography*, 2002, 17, 0: PA000662
- 4 Dickens G R, Fewless T, Thomas E, et al. Excess barite accumulation during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Massive input of dissolved barium from seafloor gas hydrate reservoirs [J]. *Geological Society*

- ety of America Special Paper ,2003 ,369 ,369: 11-23
- 5 Gibbs S J , Bown P R , Sessa J A , *et al.* Nannoplankton extinction and origination across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum [J]. *Science* ,2006 ,314 ,314: 1770-1773
 - 6 Zeebe R E , Zachos J C. Reversed deep-sea carbonate ion basin gradient during Paleocene-Eocene thermal maximum [J]. *Paleoceanography* ,2007 ,22 ,22: PA3201
 - 7 Schumanna D , Raubc T D , Koppd R E , *et al.* Gigantism in unique biogenic magnetite at the Paleocene-Eocene thermal maximum [J]. *PNAS* ,2008 ,105(46) : 17648-17653
 - 8 Hut P , Alvarez W , Elder W P , *et al.* Comet showers as a cause of mass extinctions [J]. *Nature* ,1987 ,329: 118-126
 - 9 Prothero D R. The late Eocene-Oligocene extinctions [J]. *Annual Review of Earth Planetary Science* ,1994 ,22: 145-165
 - 10 Diester Haass L , Robert C , Chamley H. The Eocene Oligocene pre-glacial glacial transition in the Atlantic Sector of the Southern ocean (ODP Site 690) [J]. *Marine Geology* ,1996 ,131: 123-149
 - 11 Ehrmann W. Implications of Late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo sound (Ross Sea , Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics [J]. *Palaeogeography , Palaeoclimatology , Palaeoecology* ,1998 ,139: 213-223
 - 12 Vonhot H B , Smit J , Brinkhuis H , *et al.* Global cooling accelerated by early Late Eocene impacts [J]. *Geology* 2000 ,28(8) : 687-690
 - 13 Diester-Haass L , Zahn R. Paleoproductivity increase at the Eocene-Oligocene climatic transition: ODP/DSDP sites 763 and 592 [J]. *Palaeogeography , Palaeoclimatology , Palaeoecology* , 2001 , 172: 153-170
 - 14 Marino M , Flores J A. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil stratigraphy at Leg 177 Site 1090 [J]. *Marine Micropaleontology* ,2002 ,45: 383-398
 - 15 Exon N. Drilling reveals climate consequences of Tasmanian gateway operating [J]. *EOS* ,2002 ,83(23) : 253-259
 - 16 Deconto R M , Pollard D. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂ [J]. *Nature* ,2003 ,421: 245-249
 - 17 Kelts K , Hsu K J. Freshwater carbonate sedimentation [C]//Lerman A. *Lake Chemistry , Geology , Physics* [C]. Berlin: Springer-Verlag , 1978: 295-323
 - 18 韦朝阳 ,万国江. 用湖泊沉积研究过去气候变化 [J]. *地质地球化学* ,1995 ,23(1) : 54-57 [Wei Chaoyang ,Wan Guojiang [J]. *Climatic Change Using Lacustrine Sediment. Geology Geochemistry* ,1995 , 23(1) : 54-57]
 - 19 王慧中 ,梅洪明. 东营凹陷沙三下亚段油页岩中古湖泊学信息 [J]. *同济大学学报* ,1998 ,26(3) : 315-319 [Wang Huizhong , Mei Hongming. Paleolimnological information from the oil shale in the lower part of Sha 3 Formation in Dongying Depression [J]. *Journal of Tongji University* ,1998 ,26(3) : 315-319]
 - 20 Couch E L. Calculation of paleosalinites from boron and mineral data [J]. *AAPG Bulletin* ,1971 ,55(10) : 1829-1837
 - 21 邓宏文 ,钱凯. 沉积地球化学与环境分析 [M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社 ,1993: 18-31 [Deng Hongwen , Qian Kai. *Sedimentary Geochemistry and Environmental Analysis* [M]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Press ,1993: 18-31]
 - 22 孙镇城 ,杨藩 ,张枝焕 ,等. 中国新生代咸化湖泊沉积环境与油气生成 [M]. 北京: 石油工业出版社 ,1997: 125-142 [Sun Zhenwu , Yang Fan , Zhang Zhihuan , *et al.* *Brackish Lake Depositional Environment and Hydrocarbon Formation of Cenozoic in China* [M]. Beijing: Petroleum Industry Press ,1997: 125-142]
 - 23 Rais well R , Buckley F. Degree of pyritization of iron as a palaeoenvironmental indicator of bottom water oxygenation [J]. *Journal of Sedimentary Petrology* ,1988 ,58(5) : 812-819
 - 24 Jones B , Manning D A C. Comparison of geological indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mud-stones [J]. *Chemical Geology* ,1994 ,111: 111-129
 - 25 Hatch J R , Leventhal J S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian(Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone ,Wabaunsee County , Kansas , U. S. A [J]. *Chemical Geology* , 1992 ,99(1/3) : 65-82
 - 26 Dill H , Teschner M , Wehner H. Petrography ,inorganic and organic geochemistry of lower Permian Carbonaceous fan sequences ("Brand-schiefer Series") Federal Republic of Germany: Constraints to their paleogeography and assessment of their source rock potential [J]. *Chemical Geology* ,1988 ,67: 307-325
 - 27 Mongenot T , Tribouvillard N P , Desprairies A , *et al.* Trace elements palaeoenvironmental markers in strongly mature hydrocarbon source rocks: The Cretaceous La Luna Formation of Venezuela [J]. *Sedimentary Geology* ,1996 ,103: 23-37
 - 28 金秉福 ,林振宏 ,杨群慧 ,等. 沉积矿物学在陆缘海环境分析中的应用 [J]. *海洋地质与第四纪地质* ,2002 ,22(3) : 113-117 [Jin Bingfu , Lin Zhenhong , Yang Qunhui , *et al.* *Application of sedimentary mineralogy to the environment analysis in marginal seas* [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology* ,2002 ,22(3) : 113-117]
 - 29 Dinescu L C , Dului O G , Andries E I. INAA study of the vertical distribution of some major and trace elements in lacustrine sediments of the Danube Delta [J]. *Journal of Radio Analytical and Nuclear Chemistry* ,2000 ,244(1) : 147-152

Paleolake Evolution of Eocene in Fushun Basin

LIU Rong^{1 2} LIU Zhao-jun^{1 2} MENG Qing-tao¹ SUN Ping-chang¹
ZHOU Ren-jie¹ LIU Dong-qing¹ YANG Dong¹

(1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061;

2. Key-Lab for Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia, Ministry of Education, China, Changchun 130026)

Abstract: In order to interpret continental responses to globally climatic cooling in the Eocene-Oligocene, we have studied the paleolake features of Fushun Basin, an Eocene fault-depression basin in NE China, through measuring actual strata profiles in the fields and indoor sample testing. The analysis of rock facies, facies indicators and rock thin-sections suggests the evolution history of sedimentary facies in Eocene, Fushun Basin. Sedimentary subfacies vary as: lake and marshland-shallow lacustrine-half deep lacustrine-deep lacustrine-half deep lacustrine-shallow lacustrine, with the water depth varying as: shallow-deep-shallow. On the basis of contents of trace elements (B, Mn, Ti, Co, Cr, Ni, V), element contents ratios (Sr/Ba , $V/(V + Ni)$, Ni/Co , $\omega Fe_2O_3/\omega FeO$) and ratios of oxides, we point out that there was an abrupt climatic change from early Eocene to late Eocene in Fushun Basin. In the early Eocene, climate was moisture and good for coral forming. While, in the middle-late Eocene, climate changed into drier and made contribution into the interbedding between marlite forming in saline and half-saline water and clay shale. In general, our study shows that the climate changed from moisture to dry in Eocene-Oligocene.

Key words Fushun Basin; Eocene; paleolake; paleoclimate; continental responses