

文章编号：1006-6616(2004)04-0319-08

# 吐鲁番盆地古近纪和新近纪的气候变化

张西娟<sup>1,2</sup>, 程捷<sup>2</sup>, 王海芝<sup>3</sup>, 于文洋<sup>4</sup>

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081; 2. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;  
3. 北京地质研究所, 北京 100011; 4. 中国科学院遥感应用研究所, 北京 100101)

**摘要**: 新疆吐鲁番盆地的连木沁剖面古近系与新近系的沉积厚度约 1770m, 是研究吐鲁番盆地这一时段古气候的良好载体。通过对连木沁剖面沉积物中常量元素地球化学分析, 表明吐鲁番盆地在晚古新世阶段和晚始新世阶段, 气候炎热湿润, 但后者波动比较频繁。在渐新世, 气候温暖干旱。中新世的气候变化明显可分为两个阶段, 早期气候炎热潮湿, 而晚期阶段温暖干旱。到上新世, 气候显著干旱化。

**关键词**: 古气候; 地球化学; 古近纪; 新近纪; 吐鲁番盆地

中图分类号: P534.61

文献标识码: A

位于天山东段的吐鲁番盆地, 在大地构造上属于天山海西褶皱带吐鲁番—哈密拗陷, 面积约为  $2.272 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 总体上呈现“三山夹两盆”的地貌格局。盆地内古近纪和新近纪地层非常发育, 其最大厚度可达 2500 米<sup>[1]</sup>。但除了在火焰山、盐山隆起以及盆地的南、北缘有较好的露头外, 盆地内大多数地方的古近系和新近系均被第四系所覆盖, 因此前人的地层和古气候研究工作主要是围绕火焰山展开的(图 1)。他们根据岩性、哺乳动物化石、微体古生物化石以及孢粉等对吐鲁番盆地古近系和新近系进行了划分, 认为该盆地的红层形成于炎热干旱的气候条件<sup>[1-2]</sup>。但是, 吐鲁番盆地新生代长期处于干旱内陆环境, 因此在天然剖面中已发现的古生物化石和钻孔岩芯中发现的孢粉化石都很少, 尽管结合岩性资料对该盆地古近纪和新近纪的气候变化作了简单的探讨, 但难以建立一个较为详细的气候演化序列。而运用地球化学指标分析晚新生代古气候是目前常用的方法之一<sup>[3-6]</sup>。由于在连木沁剖面测出的地球化学指标与岩石地层界限吻合较好, 因此对分析化石贫乏的吐鲁番盆地古近纪和新近纪古气候演变具有重要意义。

## 1 连木沁剖面古新纪和新近纪地层划分

在吐鲁番盆地, 古近纪和新近纪沉积地层以河湖相为主, 包括上古新统台子村组、下始新统大步组和十三间房组、上始新统连坎组、中—渐新统桃树园子组以及上新统葡萄沟组。

收稿日期: 2004-08-02

作者简介: 张西娟(1977-), 女, 在读博士, 专业构造地质学, 主要从事新构造与构造应力场研究。

Email: zhc6150@sohu.com. 联系电话: 010-83420545

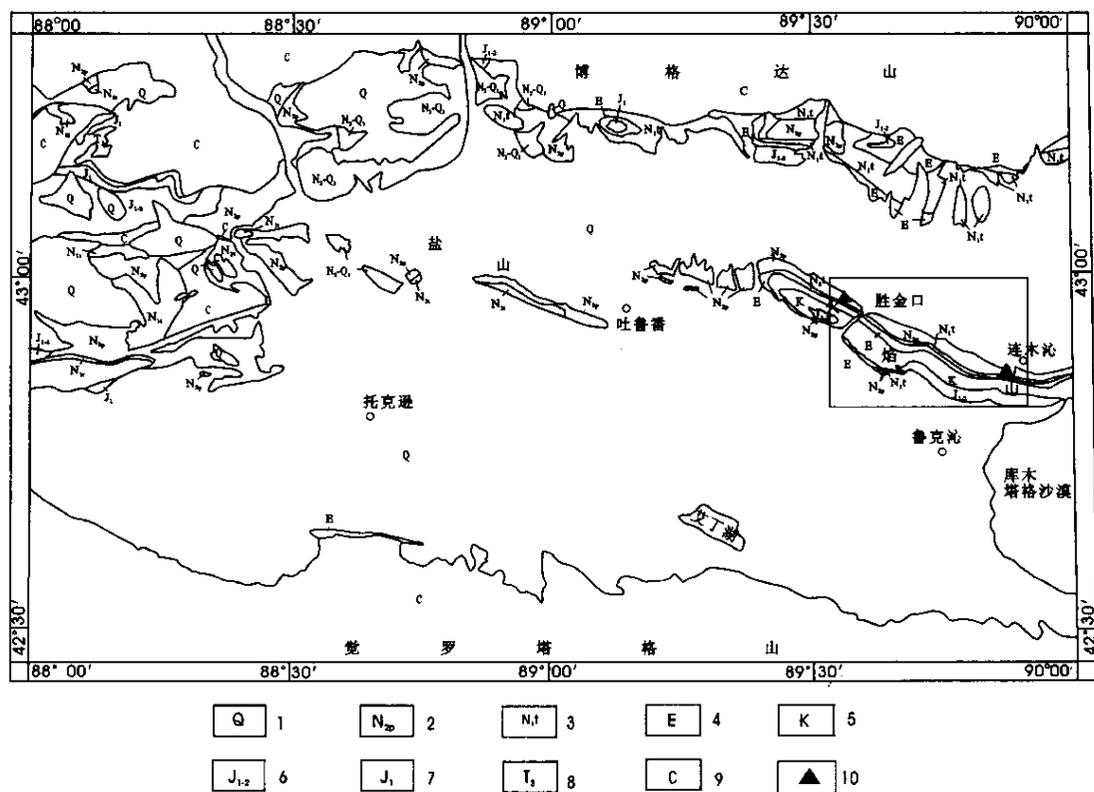


图1 吐鲁番盆地地层图 (参考陈华慧等, 1994)

Fig.1 Strata map of the Turpan basin

1. 第四系; 2. 上新世葡萄沟组; 3. 桃树园子组; 4. 古近系; 5. 白垩系; 6. 中、下侏罗统;  
7. 下侏罗统; 8. 上三叠统; 9. 石炭系; 10. 采样点

由于存在沉积间断, 各组地层沉积厚度不一, 基本以平行不整合接触<sup>[7]</sup>。除了下始新统大步组和十三间房组在连木沁剖面未见外, 其他各组地层在连木沁剖面均有出露, 分布范围、沉积厚度、岩性特征见表1, 其中地层的划分主要是依据岩性和哺乳动物化石<sup>[1]</sup>, 并参考元素含量的变化来确定的。古近系以红层为主, 夹灰绿色灰质泥岩。新近纪以来的沉积, 中新统的地层基本还属于红层, 但到了上新统的晚期, 沉积物的颜色则已渐变为土黄色, 而且粒度较粗。由于在连木沁南的谷地中没有出露下更新统的西域砾石层, 使得无法确定上新统与下更新统的界线, 因此将实测剖面的上部(剖面的第56~57层)就向西移至胜金口以西约16km的南北向的冲沟内。那里的上新统与下更新统的界线非常清晰, 地层出露完整。在连木沁剖面中, 还发育有一些具有明显古气候指示意义的沉积特征, 如在上古新统发现有明显的泥裂现象, 在上始新统和中新统可见结晶良好的石膏, 在上新统上部碳酸钙胶结强烈。

## 2 样品分析结果

作者在该剖面的泥岩或泥质粉砂岩中共采集了90个化学分析样品, 间距基本控制在10~30m。所有的样品全部在中国地质大学化学分析室采用XFR进行测试结果如表2。二价铁的分析采用滴定法。

表 1 连木沁剖面古近系和新近系岩性特征

Table 1 Paleogene and Neogene lithological character in the Lamjin section

地层				岩性特征	分布范围 <sup>[7]</sup>
系	统	组	厚度 (m)		
新近系	上新统	葡萄沟组	404	底部砾岩较厚, 夹砂岩; 上部砾岩与泥质砂岩互层出现, 碳酸钙胶结强烈	分布同桃树园子组
	中新统	桃树园子组	700	颜色以棕红色为主, 下部砂岩发育, 中部粉砂质泥岩发育	吐鲁番、鄯善、博格达山南麓及觉洛塔格山北麓
古近系	渐新统		344.1	灰绿色、灰质泥岩, 砖红色粉砂质泥岩、粉砂岩、细砂岩	
	上始新统	连坎组	146	棕色、浅褐红色砂岩, 韵律变化不明显。下部和中部可见砾岩层, 但厚度较薄	鄯善与吐鲁番之间
	上古新统	台子村组	135.9	浅紫色、棕红色的泥岩, 粉砂质泥岩、粉砂岩和砂岩, 粒度从底部到顶部逐渐变细。	胜金口、七克台、十三间房、疙瘩台等地

SiO<sub>2</sub> 含量为 72.9% ~ 36.0%, 平均值约 55.84%。早期含量较高且较稳定; 后期较低, 波动较大。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与 SiO<sub>2</sub> 在总的变化趋势上相一致, 变化范围为 18.05% ~ 8.42%, 平均含量约 14.41%。在晚古新世、晚始新世和中新世 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量较高, 其中在晚始新世

表 2 连木沁剖面古近系和新近系氧化物和碳酸钙含量  
Table 2 Oxide and calcium carbonate contents in the Paleogene and Neogene in the Lamjin section

时代	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaCO <sub>3</sub>
N <sub>2</sub>	44.55	11.87	5.29	0.36	24.93
N <sub>1</sub>	58.23	14.17	4.6	0.72	8.16
E <sub>3</sub>	52.86	13.88	3.38	1.26	15.01
E <sub>2</sub>	58.59	14.41	4.4	1.07	6.66
E <sub>1</sub>	59.23	15.76	5.01	1.22	4.68

波动较大; 渐新世和上新世 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 不仅含量较低, 而且从早到晚含量均逐渐减少。Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量在 7.7% ~ 1.2% 之间变化, 平均值约 4.52%, 变化规律与 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 基本相同, 但在上新世, 不像 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 那样呈降低的趋势, 而是相反, 含量增加。FeO 在整个剖面中的最大含量为 3.14%, 最小含量仅有 0.06%, 平均含量为 1.04%。在古近纪和中新世晚期, FeO 含量较高, 变化比较平稳; 中新世早期和上新世 FeO 含量很低。CaCO<sub>3</sub> 含量在剖面上变化显著, 波动在 39.10% ~ 0.80% 之间, 平均值约 10.38%。在晚古新世、晚始新世及中新世含量较低, 变化比较平稳; 渐新世和上新世 CaCO<sub>3</sub> 含量增高, 波动较大, 尤其是渐新世呈现“两峰夹一谷”的特征。

### 3 地球化学元素的古气候意义

不同的气候条件下存在着一定与之相适应的沉积物, 这些沉积物与它所处的环境的平衡关系是通过沉积矿物以及元素组成的迁移和富集及元素重新组合产生新矿物来实现的, 因此它们不但具有原岩的特征, 而且也记录了当时的气候环境<sup>[8]</sup>。由于沉积物中主要造岩元素基本是以氧化物形式存在, 因此根据氧化物表生地球化学性质, 运用沉积物中主要化学元素的含量及它们的比值, 可以恢复当时的气候。在河湖相沉积过程中, 影响化学沉积地层的因素很多, 包括物源、风化作用、地形、搬运以及后生成岩作用等。对于吐鲁番盆地而言, 在古

近纪时期, 该区及周边地区构造活动都很微弱, 物源主要来自南部的觉洛塔格山<sup>[9]</sup>, 所以可认为该地层中 Fe、Ca、Si、Al 等元素含量的变化能够反映当时气候的变化(图 2)。而到了新近纪时期, 受印度板块和亚洲板块碰撞作用的影响, 北部的博格达山逆冲隆升速度加剧<sup>[10]</sup>, 其遭受剥蚀产生的物质也可能影响到连木沁地区的沉积。

### 3.1 硅铝比 (Si/Al) 反映的风化程度和气候变化

由于河湖相沉积物中自生的  $\text{SiO}_2$  很少, 而且连木沁剖面中的有机质含量也很少<sup>①</sup>, 可以排除由硅藻等生物成因形成的  $\text{SiO}_2$ , 认为该剖面中的  $\text{SiO}_2$  主要是他生的, 来源于母岩风化产生的岩屑以及析出的  $\text{SiO}_2$  胶体。铝在河湖相的研究中一直被认为是一个稳定的元素, 其主要是他生的, 来自于母岩风化产生的岩屑及粘土矿物。因此沉积物中的  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  反映了源区的风化程度和水动力条件, 而这两者在构造、地形变化不大的条件下均与气候有关, 所以可以运用 Si/Al 值来反映源区的风化程度和水动力条件, 进而反映古气候的暖湿与干冷变化<sup>[11]</sup>。当气候炎热潮湿的时候, 植被茂盛, 母岩遭受强烈风化, 从而导致形成了最终的风化产物, 即含铝的粘土矿物。同时, 因为硅酸盐易于风化, 而石英很稳定, 也导致了碎屑中  $\text{SiO}_2$  含量增高。由于降雨充沛, 河水量增大, 粘土和粗粒的石英遭受水流冲刷, 因而使得沉积物中  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量增高。反之, 在气候温暖干旱的时候, 风化作用不彻底, 因而沉积物中  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量减少。根据 Goldich 的研究, 随着风化作用进一步深入, 风化产物中  $\text{SiO}_2$  相对于  $\text{Al}_2\text{O}_3$  逐渐减少。然而, 由于粘土矿物搬运距离远, 一般在远洋或湖盆等静水环境下缓慢沉积, 而在河流和三角洲相沉积物中, 较之碎屑沉积减少, 反而造成了  $\text{SiO}_2$  相对于  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量增加。由于连木沁剖面在上古新世和上始新世主要是河流相沉积, 在渐新世和中新世主要是三角洲平原相和三角洲前缘相等, 到了上新世, 又以河流相为主, 并夹少量三角洲平原相<sup>①</sup>。因此, 在不考虑沉积物再次遭受风化淋滤作用的影响下, 也可以用 Si/Al 值来反推气候的变化, 即沉积物中 Si/Al 值高, 气候相对炎热潮湿; Si/Al 值低, 气候相对温暖干旱。

虽然在晚古新世和晚始新世阶段, Si/Al 值振荡比较频繁, 这可能源于存在沉积间断, 沉积物遭受再次风化作用的影响而致。但由于总体上比值较高, 说明在这两个阶段, 气候相对比较炎热潮湿。晚始新世末至渐新世末, Si/Al 值变化比较平稳, 但相对较低, 因此气候可能以温暖干旱为主。中新世早期气候比较潮湿, 而到了中新世晚期和上新世, 气候则一直趋于干旱。

### 3.2 高价铁和低价铁反映的氧化条件和气候变化

变价元素 Fe 是反应气候比较敏感的一个指标。现代河流和湖泊沉积研究认为, 沉积物中铁主要来源于源区基岩的风化产物。在潮湿的气候条件下, 植被茂密, 岩石风化作用比较彻底, 形成的最终风化产物主要以  $\text{Fe}^{3+}$  的形式存在; 同时由于植被茂密, 形成的大量腐殖质也是铁的有效配位体, 因此也可大大促进铁在地表水和地下水中的溶解。根据研究<sup>[12]</sup>, 铁元素主要在流体和沉积相的接触界面发生沉积, 其浓度高低以及以何种价位形式存在与接触界面处的氧化还原条件有关。而水体中还原环境的出现主要是由于水体分层, 导致上部的氧气不能进入, 或者是由于气候突变, 造成空气中的氧气含量相对较少形成的, 因此  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  值也可以被用来探讨古气候的变化。从余素华 (1995) 对西昆仑山南侧甜水海湖岩芯中铁元素含量变化所反映的环境变化可以看出<sup>[13]</sup>,  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  值及其反映的氧化条

① 程捷, 吐鲁番盆地第三纪古气候再造。科研报告, 2003。

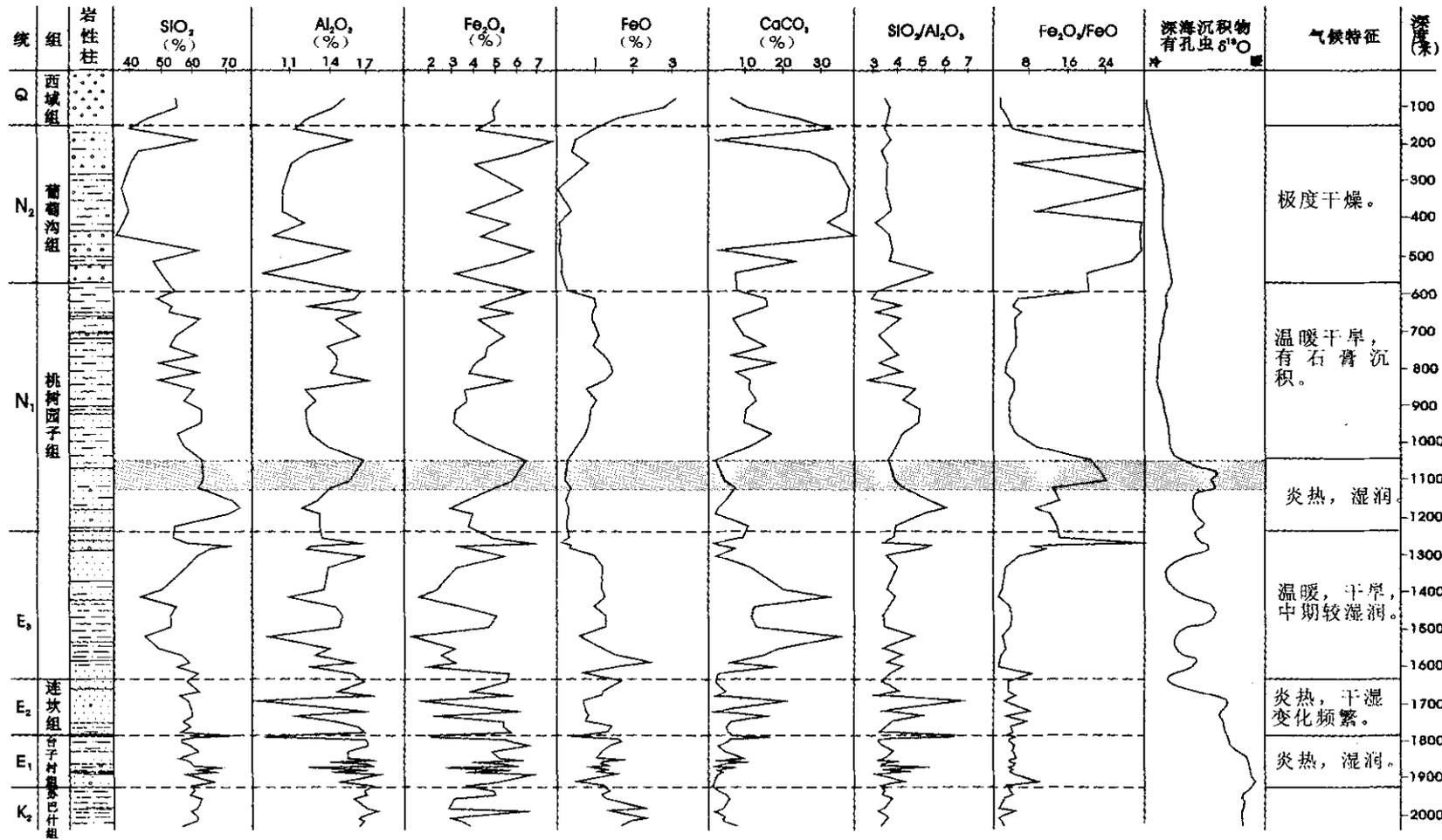


图 2 吐鲁番盆地古近纪和新近纪气候变化曲线图

Fig.2 Curves of the Paleogene and Neogene paleoclimate in the Turpan basin

件,与气候的冷暖有密切联系;在氧化条件强的阶段,气候相对温暖;而在氧化条件弱的阶段,气候相对凉爽。

由于在整个剖面上,全铁( $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}$ )含量的波动不大,因此,高价铁( $\text{Fe}^{+3}$ )和低价铁( $\text{Fe}^{+2}$ )的转化主要是氧化条件的差异。在上古新世、上始新世、中新世早期,氧化条件比较强,而渐新世和中新世晚期阶段,氧化条件则相对较弱。当然,氧化条件也可能反映的是沉积环境和沉降速率,而从剖面所反映的古近纪和新近纪沉积环境来看,差别并不是很大。自 24Ma 年博格达山加速隆升以来<sup>[14]</sup>,反映沉降的物源剥蚀速率也可能加大,导致部分高价铁来不及转化为低价铁,从而在某种程度上造成高价铁含量的增高,这可能是上新世高价铁含量增高的一个原因。综合来看,在上古新世、上始新世、中新世早期,氧化条件比较强,气候相对炎热;而渐新世和中新世晚期阶段,氧化条件则相对较弱,气候相对凉爽。至于上新世气候是否炎热,还值得进一步的探讨。

### 3.3 $\text{CaCO}_3$ 含量反映的干湿变化

无论在黄土的研究中,还是在河湖相的研究中,一般都认为  $\text{CaCO}_3$  含量高,对应的气候比较干旱,含量低则气候相对比较湿润。然而,在黄土和河湖相的沉积中,引起其含量高低的原因并不尽相同,在黄土中主要是由于在古土壤化过程中, $\text{CaCO}_3$  发生淋滤、淀积而造成的含量高低的不同,而在河湖相沉积中,除了物源的影响外,另一个主要原因则是气候。干旱的气候下,蒸发大于降雨补给,湖水水体减少, $\text{CaCO}_3$  在达到其溶解度时发生沉淀;反之,气候湿润,湖水补给大于蒸发, $\text{CaCO}_3$  沉积减少,甚至停止或发生溶解。而在气候极端干旱的时候,湖盆中可能由于没有足够的  $\text{Ca}^{2+}$  而使其沉淀量反而减少。在对泥河湾地区上新世以来的河湖相沉积物反映的环境变化研究中也发现<sup>[15]</sup>,凡是  $\text{CaCO}_3$  平均含量比较低的层段,对应的都是反应温暖湿润的环境条件的植被类型和微体古生物组合;相反,凡是  $\text{CaCO}_3$  含量高的层段,其所含的植被类型和微体古生物组合对应的环境为温凉干燥或寒冷干燥的气候。

虽然在河湖相的沉积过程中,碳酸钙可能有各种来源,但对于连木沁剖面而言,由于物源主要是石炭系的火山岩<sup>[9]</sup>,因而可以排除周边地区的碳酸盐碎屑带来的影响,同时由于有机质含量很少,可以推断由于生物成因而自生的  $\text{CaCO}_3$  也很少,因此可以认为该地区的  $\text{CaCO}_3$  主要是内生的碳酸钙,其可以反映气候的干湿变化。从连木沁剖面  $\text{CaCO}_3$  含量来看,古近纪的气候一直呈变干的趋势,而且在晚始新世,干湿变化频繁,在渐新世呈现“两峰夹一谷”的现象。新近纪的古气候变化趋势与古近纪相同,也是向干旱化的方向发展,尤其在上新世,碳酸钙平均含量接近 25%,远远高于其他阶段的含量,说明这一阶段气候可能非常的干燥。

## 4 讨论

根据以上的分析,吐鲁番盆地在晚古新世气候炎热潮湿,风化作用发育。但由于在地层中发现泥裂,表明在这一时期湿润是相对的,其降水量仅有 400mm<sup>[16]</sup>,即位于半干旱气候带。晚始新世的气候条件与晚古新世相仿,但干湿波动更加频繁。薄层石膏的发育显示,在晚始新世阶段,气候在某些阶段还是比较干的。到了晚始新世的晚期,气候转湿,这可能和始新世末与渐新世初发生的全球气候突变事件有关。渐新世气候温暖干旱,呈现“两峰夹一谷”的变化特征。如在渐新世早期,在吐鲁番盆地代表干旱气候的麻黄含量达 21%;而且

也已发现了位于该地层内的大型岩盐矿床，品位达 90% 以上。由于渐新世全球的气候发生了较大的变化，从 36Ma 年左右降温后气温一直再未回升到始新世以前的温度，这也可能造成了大气环流、洋流等的变化，使得水汽很难进入吐鲁番盆地，从而使干旱加剧。

中新世气候变化与全球气候变化相一致，明显分成两个阶段，早期气温回升，炎热潮湿，而晚期温暖干旱。在 17~15Ma 之间，全球气候最为温暖，大约在 15Ma 年前发生的中中新世降温事件，反映了南极冰盖的再次扩大。从这次降温事件后，全球气候再未恢复到以前的温暖的水平。这次降温事件和其之前的温暖期可能和  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  曲线上比值增高及其突然降低相对应。但发生在 6.7~5.0Ma 的“中新世末事件”在吐鲁番盆地表现不明显。另外，在临夏盆地的研究中，有几次气候湿润和干旱事件，三次湿润期分别是：19.5~18.6Ma，13.0~8.5Ma 和 6.0~5.0Ma；干旱事件是 8.5~6.0Ma。这些事件在碳酸钙含量曲线上可能也有初步的反映。由于含藜科、蒺藜科及麻黄属植物较多的植物群在上新世时期的南、北天山都有分布<sup>[17]</sup>，表明吐鲁番盆地上新世气候异常干旱，和碳酸钙反映的干湿状况一致。但吐鲁番盆地上新世初期气温是否升高还值得进一步的研究。

由于在整个古近纪时期，存在一个包括吐鲁番盆地在内的从我国东南延伸到西北的 Z 形红层带<sup>[18]</sup>，表明当时总体上气候条件干旱。而当时由于古特提斯海还未完全退出塔里木盆地，并发生了几次海侵<sup>[19]</sup>，因此，一些海洋湿润气流也有可能在该地区起作用，使得干旱程度可能没有现在这样厉害。这同我们在野外观察的剖面情况相一致，如在红层中，夹有少量的灰绿色石灰岩等。在中新世早期，古季风形成，而青藏高原和天山的隆升还不足成为气候的天然屏障，因此气候相对较为湿润。但由于全球气候在中新世中期时，气温有大幅度的下降，因此吐鲁番盆地的气候相对古近纪而言比较冷。而到了上新世时期，天山已经隆升很高，阻挡了周边的湿润气流进入，因此在这一阶段，气候干旱，降雨量仅为 100mm 左右<sup>[16]</sup>，沉积物粒度较粗，且明显的被钙质所胶结。

## 5 结论

尽管运用河湖相沉积物中地球化学元素含量来推断古气候还存在很多不确定性因素，但从对连木沁剖面古近纪与新近纪地层中常量元素含量的分析可以看出，在一定程度上，地球化学含量也可以反映当时古气候的变化。在晚古新世和晚始新世时，吐鲁番盆地气候炎热湿润，但后者波动比较频繁。在渐新世，气温相对降低，气候温暖干旱，呈现“两峰夹一谷”的变化特征。中新世的气候变化与全球气候变化比较一致，明显分成两个阶段，早期气温回升，炎热潮湿，晚期则温暖干旱。到了上新世，吐鲁番盆地气候异常干旱，而且早期的气温可能比晚期高。

本文是笔者学位论文的部分成果。在文章的写作过程中一直得到中国地质科学院地质力学研究所马寅生研究员的悉心指导，在此表示衷心感谢！

## 参 考 文 献

- [1] 翟人杰, 郑家坚, 童永生. 新疆吐鲁番盆地第三纪地层[J]. 古脊椎动物与古人类研究所甲种专刊第 13 号, 1978, 68~81.
- [2] 金小凤. 吐哈盆地第三系一白垩系古微体植物、动物群[J]. 石油勘探与开发, 1996, 23(1):33~39.
- [3] 施雅风, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化[M]. 广州: 广东科技出版社, 1998.
- [4] 钟巍, 李吉均, 方小敏, 朱俊杰, 鲁继秀. 运用因子分析法提取青藏高原东北边缘临夏盆地近 30MaB.P. 以来沉

积物氧化物含量的古气候信息 [ J ]. 新疆大学学报 ( 自然科学版 ), 1998, 15 ( 4 ): 74 ~ 81.

- [ 5 ] 钟巍. 近 7.0~0.73MaBP 期间甘肃临夏盆地古气候演变的沉积物地球化学记录 [ J ]. 干旱区资源与环境, 1998, 12 ( 1 ): 36 ~ 43.
- [ 6 ] 余素华, 文启忠. 试论青藏高原第四纪沉积地球化学演化与环境变迁 [ J ]. 海洋地质与第四纪地质, 1995, 15 ( 4 ): 97 ~ 106.
- [ 7 ] 新疆维吾尔自治区矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志 [ M ]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [ 8 ] 张虎才, 李吉均, 等. 腾格里沙漠南缘武威黄土沉积元素地球化学特征 [ J ]. 沉积学报, 1997, 15 ( 4 ): 152 ~ 158.
- [ 9 ] 李文厚, 周立发. 吐哈盆地沉积格局与沉积环境的演变 [ J ]. 新疆石油地质, 1997, 18 ( 2 ): 135 ~ 141.
- [ 10 ] 葛肖虹等. 吐鲁番-哈密背驮式盆地的特征 [ J ]. 地学前缘, 1995, 2 ( 3 ~ 4 ): 241 ~ 245.
- [ 11 ] D. R. Engstrom & H. E. Wright, Jr. Chemical Stratigraphy of Lake Sediments as a Record of Environmental Change [ M ]. Lake Sediments and environmental History, Leicester University Press, 1984: 11 ~ 67.
- [ 12 ] 陈振楼. 高原湖泊地球化学记录早期成岩改造过程的研究. 中国科学院地球化学研究所博士论文, 1994.
- [ 13 ] 余素华, 朱照宇, 李世杰, 等. 西昆仑山南侧甜水海湖岩芯铁变化的环境记录 [ J ]. 地球化学, 1997, 26 ( 6 ): 88 ~ 98.
- [ 14 ] 彭斯震. 吐鲁番盆地的活动构造学与地震危险性 [ D ]. 国家地震局地质研究所, 1995.
- [ 15 ] 刘清泗, 李华章, 肖宗峰, 王晓岚. 泥河湾地区第四纪沉积物中碳酸钙含量变化与古气候变迁 [ J ], 北京师范大学学报 ( 自然科学版 ), 1988 ( 增刊 ): 159 ~ 163.
- [ 16 ] 谭鸿赞. 吐哈盆地水文地质条件研究 [ J ]. 铀矿地质, 2002, 18 ( 2 ): 97 ~ 103.
- [ 17 ] 王树基, 闫顺. 天山南北麓新生代地理环境演变 [ J ]. 地理学报, 1987, 42 ( 3 ): 211 ~ 220.
- [ 18 ] 国家地质总局宜昌地质矿产研究所. 中南地区白垩纪—第三纪岩相古地理 [ M ]. 北京: 地质出版社, 1979.
- [ 19 ] 唐天福, 薛耀松, 俞从流. 新疆塔里木盆地西部晚白垩世至早第四纪海相沉积特征及沉积环境 [ M ]. 北京: 科学出版社, 1992.

## PALEOGENE AND NEOGENE PALEOCLIMATIC CHANGES IN THE TURPAN BASIN, NORTHWEST CHINA

ZHANG Xi-juan<sup>1, 2</sup>, CHENG Jie<sup>2</sup>, WANG Hai-zhi<sup>3</sup>, YU Wen-yang<sup>4</sup>

( 1. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geosciences, Beijing 100083;

2. China University of Geosciences, Beijing 100083; 3. Beijing Geological Institute, Beijing 100011;

4. Institute of Remote Sensing Application, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101 )

**Abstract:** The Paleogene and Neogene at the Lamjin section in the Turpan basin, Xinjiang, have a sedimentary thickness of ~ 1779 m. This section is a good carrier for the study of the paleoclimate in this period in the basin. Major element geochemical analysis of the sediments in the section indicates the following: in the late Paleocene, the climate was warm and wet; in the late Eocene, it was also warm, but dry and wet alternately; in the Oligocene, it was warm and dry; in the Miocene, the climate was divided into two phases, being warm and wet in the early phase and cold and dry in the late phase; in the Pliocene, it was obviously dry.

**Key words:** paleoclimate; geochemistry; Paleogene; Neogene; Turpan basin