科学通报 2011 年 第 56 卷 第 15 期：1221 ~ 1231
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

新生代全球变冷背景下北部青藏高原变冷和干旱化事件: 西宁盆地早第三纪沉积物中正构烷烃和孢粉的记录

龙利群[①②], 方小敏[①③*], 苗运法[④①], 白艳[①], 王永莉[①⑤]

① 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049;
③ 兰州大学资源环境学院, 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;
④ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000;
⑤ 中国科学院地质与地球物理研究所, 油气资源研究重点实验室, 兰州 730000
* 联系人, E-mail: fangxm@itpcas.ac.cn

2010-10-21 收稿, 2011-03-01 接受
国家自然科学基金(41021001, 40920114001, 40501079)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q09-04)资助

摘要 位于青藏高原西北部的西宁盆地沉积了年代序列跨度非常长的连续的新生代地层. 这些地层序列记录了有关青藏高原隆升历史及其相关气候变化的丰富信息. 本研究获得了西宁盆地谢家剖面较高分辨率的正构烷烃生物标志化合物和孢粉记录. 整合正构烷烃和古孢粉记录揭示: 在 50.2~28.2 Ma 之间, 西宁盆地经历了长期的降温过程, 明显的生态事件发生在 37.5~32.7 Ma 之间. 自此盆地中的植被呈现显著的垂直地带性变化: 较低海拔处生长旱生灌草类植物, 中海拔地带生长亚热带阔叶树, 高海拔带生长针叶林. 这些植被和气候的变化有可能是对始新世早期气候最适宜期之后长期的全球降温事件和早新生代北部青藏高原周围山地隆升事件的共同响应.

关键词
正构烷烃
西宁盆地
古环境
青藏高原隆升
干旱化

青藏高原是地球上最广阔的高海拔地区. 其全球意义不仅在于对亚洲季风-干旱气候环境格局的影响[1~8], 也可能对整个海洋化学和全球变化都有着深刻影响[9~13]. 因此, 研究自欧亚板块大碰撞后青藏高原的古环境和古海被演变历史能增进我们对地质构造和长期气候变化之间联系的理解.

以往的一些研究主要集中在对青藏高原早期海拔历史的探索, 依靠地质记录中古地形学上的指示来界定早期高原隆升的时间和规模程度[14~19]. 然而, 我们对有关早新生代青藏高原的海拔高度情况仍然知之甚少. 此外, 古海拔的研究主要集中在青藏高原南部和中部[8,14,16,17,20,21]. 因为缺乏具有精确定年的连续的较长的新生代沉积物序列剖面, 有关北部青藏高原的古海拔研究被限制. 我们需要借助更多直接的海拔指示指标来绘制早第三纪高原隆升的分布区域, 从而对青藏高原古海拔展开深入研究, 尤其是对北部青藏高原.

位于青藏高原东北缘的西宁盆地, 沉积了非常长的连续的新生代地层. 盆地中长的沉积物序列(52.0~17.0 Ma)为研究从始新世到渐新世期间高原构造隆升和气候环境变化提供了良好的材料. 有关盆地的地层学, 生物地层学以及古地磁地层学的研究工作为重建与北部青藏高原周边地区相关的西宁盆地的新生代地质构造和气候演化提供了良好的基础[22~26].

运用生物标志物重建古环境已成为有机地球化学的重要应用领域. 来自植物叶蜡的正构烷烃能保存在地质记录中很长时期且记录了地质历史时期古

英文版见: Long L Q, Fang X M, Miao Y F, et al. Northern Tibetan Plateau cooling and aridification linked to Cenozoic global cooling: Evidence from *n*-alkane distributions of Paleogene sedimentary sequences in the Xining Basin. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4469-0

植被变化的信息. 分析地质体中的这些化合物中蕴含的信息是重建古植被和古环境的重要研究手段[27,28]. 因其操作简便且对所需样品量要求少, 且正构烷烃在沉积物中强烈的疏水性和与黏土的亲和性使得它们保持了原地输入的特征, 因而运用正构烷烃分布特征重建古植被和古气候是非常有效的研究手段.

在分子地层学领域中, 正构烷烃的研究载体已经广泛涉及到海相沉积物[29~31], 湖相沉积物和泥炭[32~36], 黄土-古土壤[28,37~39]等. 然而保存在西宁盆地新生代沉积物中的正构烷烃用于古环境的研究尚未有报道.

本研究就是基于前期已经开展了高精度古地磁年代和古生物年代学研究的西宁盆地新生代地层谢家剖面, 报道了盆地沉积物中的正构烷烃和孢粉记录. 单独用孢粉来解释古植被状况有可能因为孢粉的异地输入和某些类型孢粉的长距离运输而使得孢粉记录的解释与实际情况产生差异. 而将有机地球化学与经典的孢粉学结合起来运用于古环境和古气候的研究是非常有效的方法[40~42]. 因而本研究整合了这两种指标用于西宁盆地的古气候探讨, 为北部青藏高原隆升与全球环境变化之间时间上的相互联系的探讨提供了新的视野.

1 样品与方法

1.1 研究区概况

西宁盆地位于中国西北部, 青藏高原东北缘, 西宁市的南部. 样品采集自西宁盆地的谢家剖面 (36°31′N, 101°52′E, 海拔 2250 m, 图 1). 盆地位于青藏高原与黄土高原的过渡带. 盆地北侧是达坂山, 南以拉脊山为屏障, 西临日月山, 东延入甘肃境内陇中盆地. 盆地周围一些高山的海拔在 3000 m 以上, 但盆地内大部分地区海拔在 1750~2600 m, 现代年平均温 5~6℃, 年均降水量 350~500 mm, 降水主要集中在夏季.

由于盆地中河谷与周围山地的巨大高差导致了盆地中的植被呈现显著的垂直地带性变化. 长芒草 (*Stipabungeana*), 沙生针茅(*Stipa glareosa*)群落和铁杆蒿(*Artemisia gmelinii*)群落分布于 2600 m 以下区域, 青海云杉(*Picea crassifolia*)林和青杆(*Piceawilsonii*)林仅分布在海拔 2600~3000 m 的局部的山地阴坡;

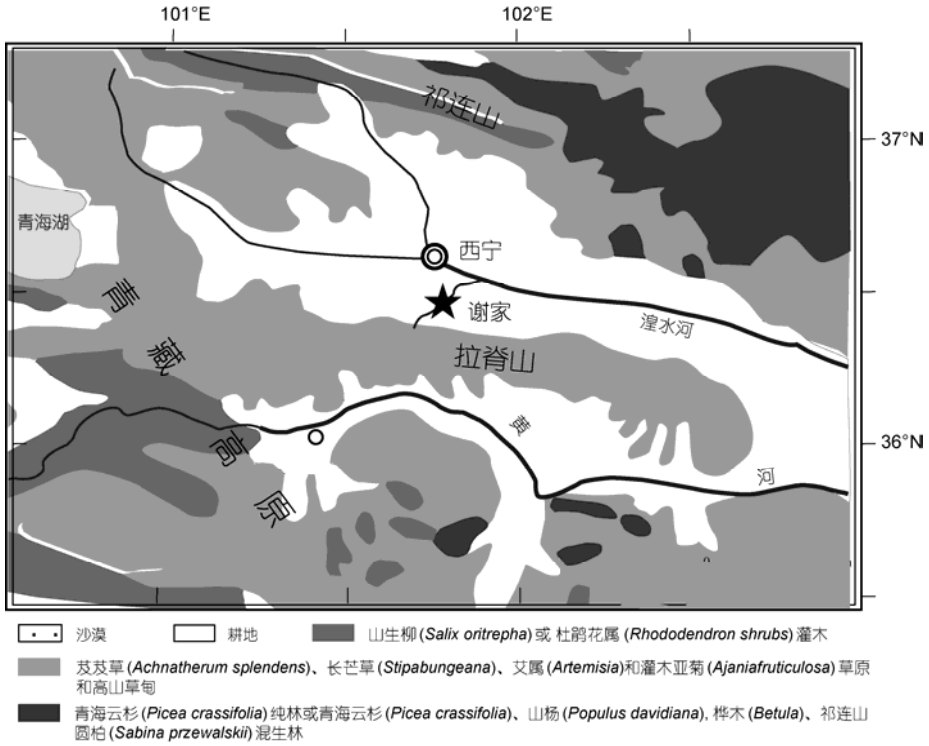

图 1 西宁盆地地理位置和植被简图

据文献[43]修改

海拔3000 m以上的山地阴坡分布着金露梅(*Potentilla fruticosa*)、毛枝山居柳(*Salixoritrepha*)、杜鹃(*Rhododendron*)等灌丛. 在海拔3200 m以上的山区, 大面积分布着以嵩草(*Kobresia bipartita*)为主的高寒草甸[43].

从始新世到中新世中期西宁盆地中的沉积环境逐渐从盐湖相变化到洪积扇远端沉积[25].

谢家剖面新生代地层不整合于白垩纪地层之上, 地层自下而上划分为祁家川组(厚度20~69 m)、洪沟组(厚度69~224 m)、马哈拉沟组(厚度224~504 m)、谢家组(厚度504~667 m)、车头沟组(厚度667~778 m)和咸水河组(厚度778~819 m), 剖面总厚819 m.

剖面下部(0~450 m)沉积物是规律性交替的石膏层和含石膏的泥岩. 石膏层中偶夹有含灰绿色的湖相泥岩. 剖面上部(450~819 m)沉积物是来自洪泛平原和洪积扇远端的红色泥岩和粉砂岩, 并夹有河流相沙岩沉积[25]. 最后石膏层出现在剖面约500 m厚度处(图2).

谢家剖面的年代来自于Dai等人[25]的西宁盆地新生代地层古地磁年代结果. 本研究主要选取谢家剖面从洪沟组上部到谢家组底部的一段(剖面深度为70.5~546 m), 对应的年代跨度大约为50.2~28.2 Ma.

1.2 材料与方法

沿着谢家剖面, 每间隔约10 m采样(地层位置, 年代及顺序见图2和表1), 共采集43个样品. 为了提供新的详细的有机地球化学数据, 以较高的分辨率采样, 选取地层年代包括了跨越始新世-渐新世转型期的一段剖面.

取每20 g样品粉碎至80目, 随后以氯仿索氏抽提72 h. 抽提物进一步用硅胶-氧化铝柱色层分离为饱和烃, 芳烃和极性化合物. 自然风干后, 氯仿溶解, 正构烷烃组分用于GC-MS分析. 空白样品采用相同的分析条件用于监控污染.

样品分析在中国科学院地质与地球物理研究所油气资源研究重点实验室完成. 气相色谱-质谱联用仪为HP6890GC/5973MS. 色谱条件: HP-5MS石英毛细管柱(30 m × 0.25 mm × 0.25 μm). 升温程序: 始温80℃, 以5℃/min程序升温至300℃, 恒温在280℃处20 min. 载气为氦气.

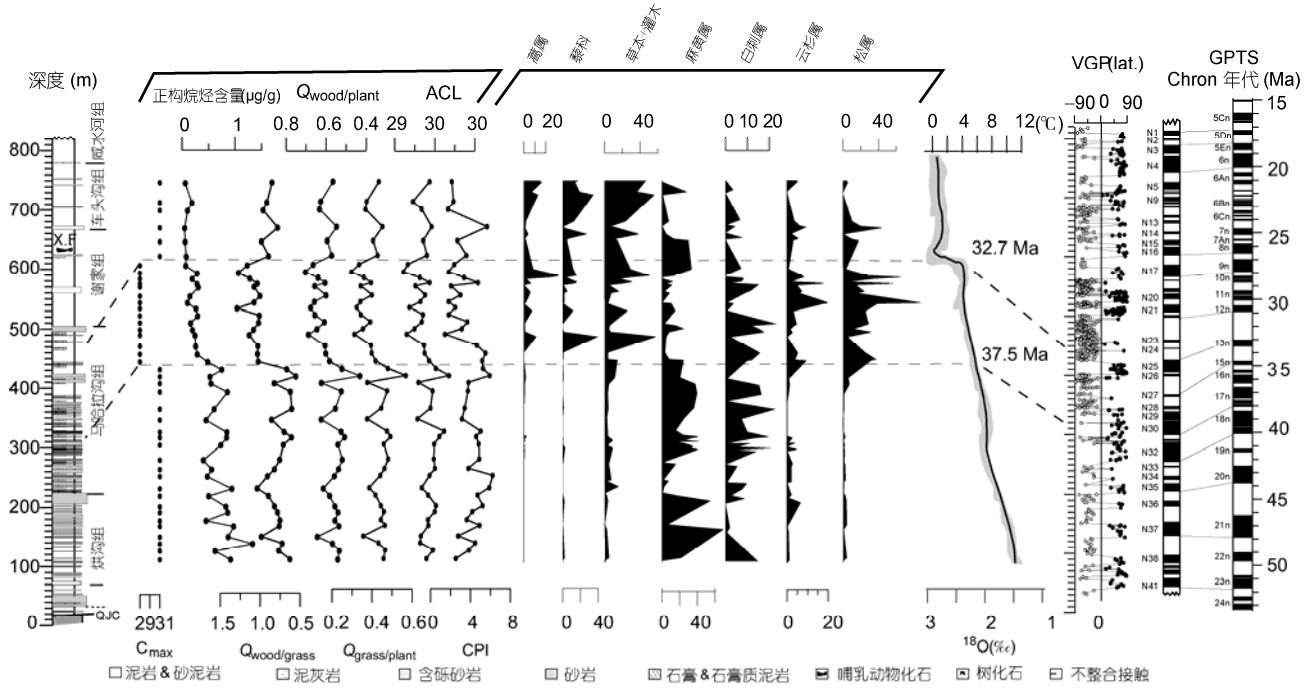

图2 谢家剖面中正构烷烃参数和主要植被的孢粉含量变化图

对应于深海氧同位素曲线. 剖面磁性地层年代序列来自文献[25]. 正构烷烃含量(μg/g) = C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}; $Q_{wood/grass}$ = C_{27}/C_{31}; $Q_{grass/plant}$ = $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$; $Q_{wood/plant}$ = $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$; CPI = $[(C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33})/(C_{24}+C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32})+(C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33})/(C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32}+C_{34})]/2$; ACL= $(27\times C_{27}+29\times C_{29}+31\times C_{31}+33\times C_{33})/(C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33})$

表 1 谢家剖面正构烷烃数据 a)

阶段	样品	年代(Ma)	C_{max}	正构烷烃含量 (μg/g)	C_{27}/C_{31}	$(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$	$C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$	ACL	CPI
	XJ-1	50.2	31	0.91	0.56	0.54	0.46	29.79	2.54
	XJ-2	49.4	31	0.62	0.38	0.53	0.47	29.96	3.87
	XJ-3	48.9	31	1.33	0.59	0.57	0.43	29.64	4.49
	XJ-4	48.4	31	0.87	0.82	0.64	0.36	29.65	2.78
	XJ-5	47.7	31	0.97	0.39	0.54	0.46	29.84	4.92
	XJ-6	47.3	31	0.45	0.50	0.56	0.44	29.83	3.62
	XJ-7	46.7	31	0.86	0.39	0.54	0.46	30.00	4.19
	XJ-8	46.3	31	0.83	0.43	0.56	0.44	30.03	5.23
	XJ-9	45.6	31	0.50	0.50	0.58	0.42	29.84	4.72
	XJ-10	45.0	31	0.94	0.55	0.61	0.39	29.68	5.89
Ⅰ	XJ-11	44.2	31	0.48	0.36	0.56	0.44	29.87	6.23
	XJ-12	43.7	31	0.56	0.34	0.54	0.46	30.01	3.80
	XJ-13	43.0	31	0.40	0.32	0.52	0.48	29.98	4.89
	XJ-14	42.0	31	0.73	0.47	0.54	0.46	29.99	4.84
	XJ-15	41.5	31	0.84	0.42	0.51	0.49	30.12	4.57
	XJ-16	41.1	31	0.85	0.41	0.52	0.48	30.24	5.03
	XJ-17	40.3	31	0.45	0.81	0.62	0.38	29.57	3.16
	XJ-18	39.5	31	0.61	0.64	0.55	0.45	29.89	3.44
	XJ-19	38.3	31	0.86	0.48	0.52	0.48	29.95	3.75
	XJ-20	38.1	31	0.55	0.83	0.62	0.38	29.59	3.81
	XJ-21	37.7	31	0.53	0.20	0.43	0.57	30.36	5.94
	XJ-22	37.5	31	0.75	0.42	0.52	0.48	30.03	5.27
	XJ-23	37.6	29	0.49	0.37	0.58	0.42	29.86	5.19
	XJ-24	35.7	29	0.29	0.48	0.60	0.40	29.75	5.51
	XJ-25	34.9	29	0.26	0.50	0.60	0.40	29.73	4.65
	XJ-26	34.4	29	0.25	1.07	0.69	0.31	29.30	1.45
	XJ-27	34.2	29	0.20	0.74	0.65	0.35	29.50	3.14
	XJ-28	34.1	29	0.16	0.53	0.61	0.39	29.68	3.69
	XJ-29	33.9	29	0.30	0.89	0.66	0.34	29.71	1.83
Ⅱ	XJ-30	33.7	29	0.26	0.80	0.68	0.32	29.37	2.50
	XJ-31	33.6	29	0.10	0.85	0.66	0.34	29.64	1.81
	XJ-32	33.4	29	0.15	0.50	0.60	0.40	29.76	3.02
	XJ-33	33.2	29	0.31	0.83	0.66	0.34	29.52	2.06
	XJ-34	33.1	29	0.28	0.50	0.60	0.40	29.87	4.76
	XJ-35	32.9	29	0.19	0.65	0.64	0.36	29.63	3.37
	XJ-36	32.8	29	0.29	1.10	0.70	0.30	29.22	1.83
	XJ-37	32.7	29	0.07	0.82	0.66	0.34	29.33	2.38
	XJ-38	32.2	31	0.08	0.44	0.57	0.43	29.81	3.61
	XJ-39	31.7	31	0.06	0.48	0.59	0.41	29.71	2.70
Ⅲ	XJ-40	31.1	31	0.05	0.43	0.55	0.45	29.92	5.68
	XJ-41	29.6	31	0.11	0.76	0.63	0.37	29.67	1.76
	XJ-42	28.9	31	0.19	0.76	0.63	0.37	29.45	2.31
	XJ-43	28.2	31	0.06	0.45	0.57	0.43	29.87	2.15

a) 这些参数的变化指示了 3 个阶段

用于孢粉分析的样品进行2~3 m间隔采样, 称取150~350 g 先用 36%HCl 处理除去污染成分, 用73%HF 除去硅质成分. 最后用超声波振荡过孔径 10 μm 筛, 用小管净化并用甘油保存制成活动片在显微镜下鉴定统计(详细孢粉结果见 Fang 等人 [1)]).

2 结果

2.1 正构烷烃

(ⅰ) 正构烷烃的分布特征与含量. 正构烷烃碳数分布范围为 C_{16}~C_{35}, 主峰碳为 C_{29} 或 C_{31}. 大部分

1) Fang X M, Miao Y F, Song C H, et al. East Asian continental climate change through Eocene to Miocene: A multiple proxy approach, 2010

样品低碳数正构烷烃组分(< C_{21})含量低或缺失, 可能指示沉积期间有限的藻类, 菌类等生源的输入. C_{22}以上正构烷烃组分具明显的奇偶优势. 高含量的 C_{27}到 C_{31}组分具有明显陆源高等植物特征物源标志. 碳优势指数 CPI(CPI=[(C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33})/(C_{24}+C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32})+(C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33})/(C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32}+C_{34})]/2)为 1.45~6.23. 以上这些特征一致表明沉积样品指示陆源输入优势型[33,44~46].

奇碳数长链正构烷烃的总含量(C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33})沿着剖面, 50.2~28.2 Ma 期间, 从 1.33 μg/g, 下降到 0.05 μg/g(图 2 和表 1); 在 50.2~37.5 Ma 期间, 这个参数变化在 0.4~1.33 μg/g 范围内, 处于较高值; 从 37.5 Ma 以后, 该值快速下降, 波动在 0.05~0.5 μg/g 之间, 一直停留在较低值范围.

(ⅱ) 主峰碳. 木本植物的正构烷烃以 C_{27}或 C_{29}为主峰, 而草本植物的正构烷烃以 C_{31}和 C_{33}为主峰. 因而, 碳数的分布类型能用于反映植被类型及古气候. 样品中以 C_{31}为主峰多表明以草本植物占优势, 以 C_{27}和 C_{29}为主峰则多指示木本的优势输入. 即正构烷烃中 C_{31}, C_{27}和 C_{29}的相对含量指示草本植物与木本植物的相对生物量[27,37,38,47,48].

50.2~37.5 Ma 期间, 沉积样品中检测到的正构烷烃主峰均为 C_{31}; 而在 37.5~32.7 Ma 期间, 主峰碳为 C_{29}; 32.7~28.2 Ma 期间, 主峰碳回复到 C_{31}(图 2 和 3).

(ⅲ) C_{27}/C_{31}, (C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})和 C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})比值. 现代分子有机地球化学证实正构烷烃 C_{27}/C_{31}比值可以指示木本植物与草本植物的相对丰度[35,37,49]. 有研究表明在湖相沉积物中, 正构烷烃 C_{27}/C_{31}比值的变化与输入的陆生优势植被中木本和草本的丰度变化相关[27,33].

为了深入比较研究, 我们采用 $Q_{grass/plant}$ = C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})和 $Q_{wood/plant}$ = (C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31}), 分别代表草本、木本植物与总的植被之间的相对丰度的变化[39,50].

图 2 显示 C_{27}/C_{31}和(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})的比值沿着剖面平行波动, 50.2~37.5 Ma 期间这两个值较低, 而 C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31}) 比值较高, 指示植被中较高的草本丰度[39]. 37.5 Ma 以后, 随着气候和环境的变化, C_{27}/C_{31}和(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})的比值明显上升, 而 C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})比值显著降低, 表明植被类型从草本优势转变到木本优势. 随后, 在 37.5~32.7 Ma 期间, C_{27}/C_{31}和(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})的比值均停留在较高的位置, 显示此期间木本植被的优势.

32.7 Ma 以后, C_{27}/C_{31}和(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})的比值再次下降并在 32.7~28.2 Ma 期间一直停留在低值位. 而 C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})比值逐渐增加, 表明自 32.7 Ma 以后盆地草本植被优势的逐渐发展.

(ⅳ) 正构烷烃平均碳链长度(ACL). 研究表明, 由于不同植物能够产生不同链长的正构烷烃, 正构烷烃平均碳链长度(ACL)这个指标(average chain length = ($27C_{27}$+$29C_{29}$+$31C_{31}$+$33C_{33}$)/(C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33})) 的变化趋势具有一定的温度指示意义[51,52], 也可以指示植被类型的不同[32,41,42]. 在温度较高的亚热带, 覆盖于陆生植物叶面的蜡质生物合成产生较长碳链的化合物; 而在温度较低的干寒区, 则合成较短碳链的化合物, 因此暖区植物保存下来的正构烷烃的平均碳链比冷区长[42]. 从图 2 和表 1 中可以看出, 随着剖面深度的增加, ACL 值波动性地从 30.4 降低到 29.2, 总的来说呈下降趋势. 在 50.2~37.5 Ma 期间, ACL 值处于 29.6~30.4 的较高值位; 37.5 Ma 以后, ACL 值明显下降; 在 37.5~28.2 Ma 期间, ACL 值在 29.2~29.9 之间, 表明 37.5 Ma 以后盆地气候转冷, 寒冷的气候可能导致了一些木本植物的发育.

2.2 孢粉记录

从谢家剖面的孢粉化石分析中, 选择 7 个具有代表性的古孢粉学指标来比对研究正构烷烃的指标(图 2). 旱生灌草类麻黄粉属(*Ephedripites*)和白刺粉属(*Nitrariadites*); 耐旱灌草类植物藜粉属(*Chenopodipollis*)和蒿粉属(*Artemisia*); 草本和灌木(不包括藜粉属和蒿粉属); 云杉粉属(*Piceapollenites*)和松科(Pinceae)针叶树, 作为孢粉指标来重建该地区古环境的演变.

从大约 50 到 37.5 Ma 期间, 孢粉谱显示西宁盆地中旱生的灌草类植物生长繁茂, 其中包括麻黄粉属(0~70%, 平均 30%), 白刺粉属(2%~22%, 平均 14%). 各种温带、亚热带落叶阔叶植物的含量也非常高(0~70%, 平均 25%), 主要包括榆粉属(*Ulmipollenites*)、江汉粉属(*Jianghanpollis*)、山龙眼粉属(*Proteacidites*)、忍冬粉属(*Lonicerapollis*)、楝粉属(*Meliaceoidites*)、大戟粉属(*Euphorbiacites*)、栎粉属(*Quercoidites*)、栗粉属(*Cupuliferoipollenites*)、桦粉属(*Betulaceoipollenites*)、胡桃粉属(*Juglanspollenites*)和柳粉属(*Salixipollenites*)等. 而草本植物, 如禾本粉

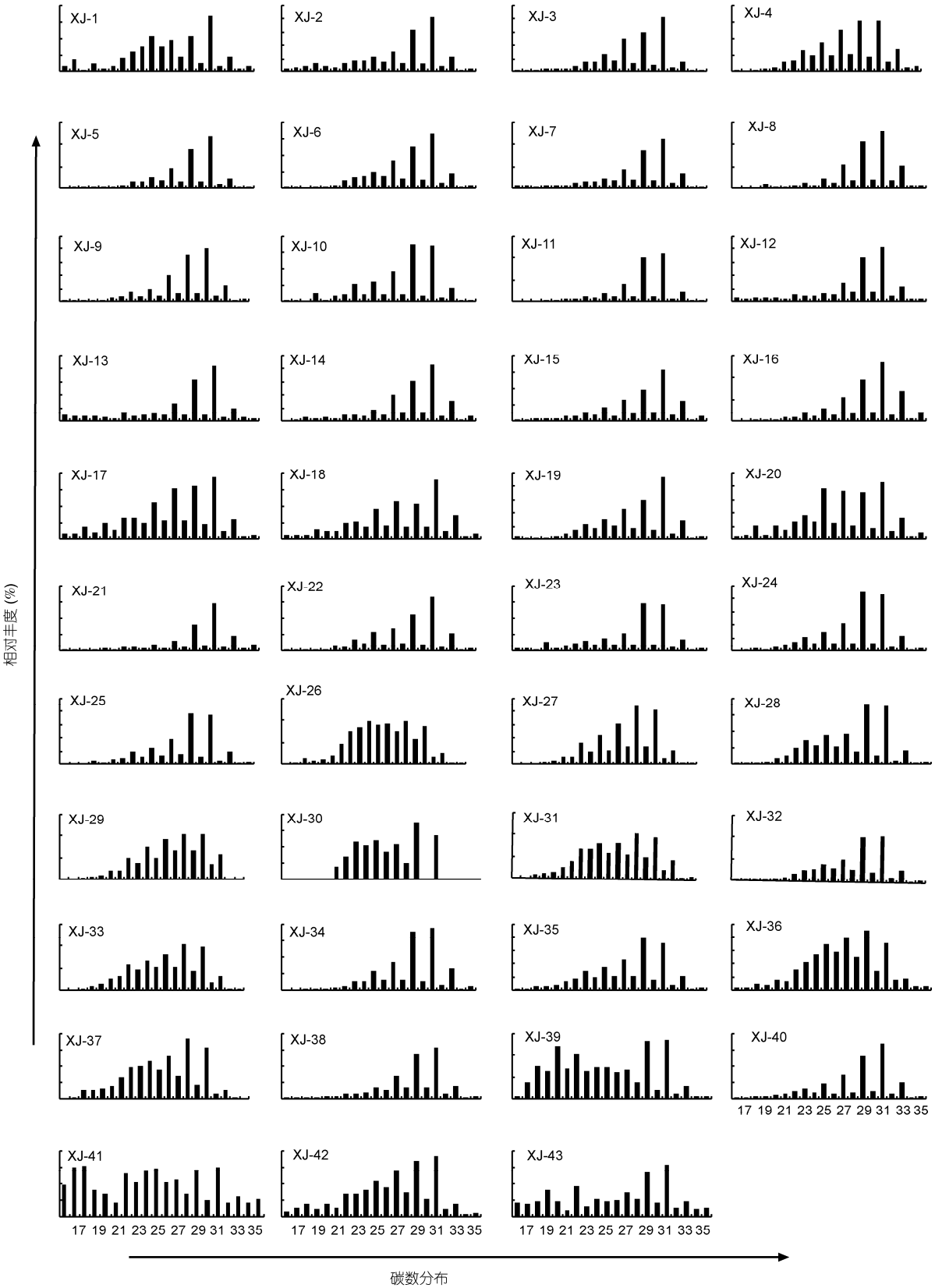

图 3 谢家剖面正构烷烃碳数分布和相对丰度

属(*Graminidites*)、莎草粉属(*Cyperaceaepollis*)、黑三棱粉属(*Sparganiaceaepollenite*)、蓼粉属(*Persicarioipollis*)和唇形三沟粉属(*Labitricolpites*)含量较低. 针叶树缺乏.

37.5~33 Ma 期间, 麻黄粉属(2%~24%)和白刺粉属(0~11%)的含量急剧下降, 伴随着松科(4%~80%)含量显著增加, 尤其是适应冷气候的云杉粉属的含量(0~20%). 其他的一些针叶树包括松属(*Pinus*)、罗汉松属(*Podocarpus*)、铁杉属(*Tsuga*)和雪松属(*Cedrus*)含量较低. 一些耐旱灌草类藜粉属(0~40%)和蒿粉属(0~11%)首次在剖面序列中出现. 温带、亚热带阔叶组分(3%~28%, 平均 16%)含量明显降低.

33~28 Ma 期间, 草本和灌木急剧增加(5%~60%), 主要包括藜粉属(2%~45%)和蒿粉属(2%~30%). 针叶林, 尤其是云杉属(*Picea*)大量减少(0~8%). 麻黄粉属(0~32%)和白刺粉属(0~7%)的含量略有下降. 温带和亚热带阔叶林成分大幅度减少(2%~20%, 平均 6%).

3 讨论

从以上结果分析可知, 谢家剖面 50.2~28.2 Ma 期间, 不同的正构烷烃参数呈现类似的变化趋势. 这些参数的变化反映了西宁盆地相关气候的变化, 特别是温度和湿度的变化. 结合来自同时期同剖面的孢粉数据和正构烷烃数据, 有助于深入探讨西宁盆地古植被和古气候的变化. 根据这些参数, 盆地古植被和古气候的演化大致可分为 3 个主要阶段(图 2 和表 1), 2 个关键的生态转型点发生在大约 37.5 和 32.7 Ma. 对照谢家剖面的地磁极性柱定年, 将 3 个演化阶段对应主要的深海氧同位素指示阶段[53,54].

阶段Ⅰ(约 50.2~37.5 Ma, 样品 XJ-1~XJ-22): 显著的 C_{31} 主峰碳优势, 较高的 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$值反映了较高含量的草本输入, 因为草本植物更倾向于产生较高碳链数的化合物, 从而导致 C_{31} 组分升高. 推测在这段历史时期, 因为干旱环境, 一些草本植物或者一些倾向于合成较高碳链化合物以减少水分蒸腾的旱生植物较繁衍. 即高含量的正构烷烃 C_{31} 组分可以解释为反映干旱气候.

温暖潮湿的气候有利于植物的生长, 能导致产生奇碳数长链正构烷烃高值, 而干旱寒冷的气候限制植物的生长量, 导致较低值的奇碳数长链正构烷烃[38]. 在这个阶段, 较高值的正构烷烃值反映了较高的植物生长量, 指示气候可能较为温暖潮湿. 此外, ACL 值在此阶段也处于高值, 说明气候较为温暖, 适宜植物的生长.

ACL, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$值和 CPI 值在剖面上表现出平行的变化趋势(图 2). 正构烷烃中 C_{31} 组分含量明显影响 CPI 值的高低, 呈现出正相关. 长链正构烷烃的高含量导致 CPI 的高值. 因此, 当 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$比值升高, CPI 值和 ACL 值都随之升高. 对这种现象的解释可能是在较温暖的气候条件下, 会导致植物产生更多正构烷烃中 C_{31} 组分, ACL, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$和 CPI 值都随之增加. 这种类似的变化趋势在中国黄土高原的剖面也被观察到过[38]. 因此, 这 3 个参数都指示温暖的气候条件下草本更繁衍.

此阶段高含量的正构烷烃 C_{31} 组分极有可能反映温暖的气候条件. 其他的研究者也观察到过类似的反应. 来自美国西部 MIS 5 时期的沉积样品中, 升高的正构烷烃 C_{31} 组分被认为是对升高的温度的一种反应[55]. 此外, 来自热带(6°S)、亚热带(27°N)和温带(43°N)的 10 种阔叶树木的正构烷烃组分分析显示出在 C_{31} 组分含量上呈现出一种系统性的递减, 暗示这些植物中正构烷烃 C_{31} 组分含量受温度的控制[56]. 因此, 这些正构烷烃参数一致地指示了该时期较为温暖和干旱的气候状况.

孢粉谱表明该阶段麻黄粉属和白刺粉属植物占据优势, 伴随一些亚热带落叶植被(图 2). 这反映了该时期炎热干旱的气候条件. 总的来说, 干热的气候更有利于草本的生长. 然而我们并没有在孢粉谱中观察到高含量的草本植物. 在这个阶段, 鉴定的草本类型主要为禾本粉属、黑三棱粉属、眼子菜粉属(*Potamogetonacidites*)和莎草粉属. 这些植物的孢粉在地层中很难长期保存. 草本藜粉属和蒿粉属的孢粉虽然可能保存的时间长一些, 但这些植物在演化进程中大量繁衍出现在晚始新世和渐新世[57~59]. 这两点可能是早新生代孢粉记录中低草本含量的原因.

阶段Ⅱ(约 37.5~32.7 Ma, 样品 XJ-23~XJ-37), 正构烷烃的主峰碳从 C_{31} 全部转变为 C_{29}, 显示植被类型从前一阶段的草本优势转向木本优势. 正构烷烃主峰碳的遽然转变可能指示该时期古环境和古气候较上一时期发生了较大的变化. C_{27}/C_{31} 和$(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$显著上升, 而 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$和 ACL 比值骤降, 指示该历史时期盆地植被转变为以木本为主, 木本在总植被中的丰度明显高于草本, 气候可能较为寒冷潮湿. 自 37.5 Ma 后, 奇碳数长链正构烷

烃含量迅速下降, 随后一直维持在低值位, 这些参数的变化都指示了 37.5 Ma 可能是一个重要的生态转型时期, 该时期温度下降可能限制了植被的生长.

这一植被与气候变化的推论与该剖面同时期的孢粉记录较为一致. 该时期孢粉记录中最显著的变化是适应寒冷气候的针叶树(尤其是云杉属)大量繁茂, 伴随着藜科和蒿属旱生灌草类植物的出现. 与此同时, 温带和亚热带阔叶植被大量减少.

当针叶林出现后, 组成了孢粉谱中的重要成分. 云杉等针叶林孢粉的高含量指示了在沉积时期, 研究区附近生长着源植物. 藜科和蒿属旱生灌草类植物倾向于生长在干冷的气候条件下, 大量出现在晚始新世和渐新世[57~59], 这也符合我们的孢粉记录.

该时期孢粉谱指示了植被山地垂直地带性的存在, 即麻黄粉属、藜粉属和蒿粉属等旱生灌草类植物生长在较低地侧, 温带、亚热带类型的阔叶树生长在中海拔地势, 而喜冷的针叶林占据了高海拔的山地. 该时期盆地的植被景观为森林或森林-草原植被类型, 即谢家剖面附近很可能存在以云杉林占绝对优势的山地针叶林景观, 而旱生灌丛和草本生长在较低山谷、林间空地和山坡上. 气候相对潮湿寒冷.

对干旱-半干旱区兰州兴隆山现代树林植被和土壤分子化石研究结果表明: 阔叶-落叶树的枝干及叶片以 C_{27} 为优势碳; 而常绿针叶树则以 C_{29} 为主峰碳[39]. 研究区 37.5~32.7 Ma 期间沉积物中大量出现的正构烷烃 C_{29} 所指示的木本输入极有可能来自于孢粉记录所指示的大量剧增的针叶林组分(尤其是云杉属)的贡献, 反映了寒冷湿润的气候条件下的木本优势.

阶段Ⅲ(约 32.7~28.2 Ma, 样品 XJ-38~XJ-43), 样品中正构烷烃的主峰碳从 C_{29} 全部转变回复到 C_{31}, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$比值再度升高, 维持在较高值处波动, C_{27}/C_{31}, $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$比值明显下降. 这些正构烷烃参数的变化趋势显示该时期木本植物的丰度下降, 草本植物生长重新占据优势, 气候相对寒冷. 奇碳数长链正构烷烃含量下降至最低值(约 0.05 μg/g). 最低值出现在大约 33 Ma, 位于始新世-渐新世气候转型时期附近, 表明寒冷的气候条件可能限制了植物的生长. 这些指标都共同指示了当时的气候条件可能比前期更为干燥、寒冷.

孢粉记录显示自 33 Ma 以后耐旱的草本和灌木, 尤其是藜粉属和蒿粉属植物生长繁盛, 而针叶树和温带落叶组分的植被显著减少. 草原植被替代了前期山地云杉林, 指示了气候向干旱化发展, 盆地干旱化增强.

剖面沉积物岩性和特征也提供了相应的证据: 在大约 33 Ma 时(图 2), 盆地中交替发生的盐湖和干盐湖相石膏层和含石膏的泥岩被红色的洪积扇远端粉砂岩和泥岩所取代, 指示更干旱气候下盆地的完全干旱.

因而, 有机地球化学指标和孢粉记录共同表明西宁盆地在 50.2~28.2 Ma 期间, 经历了一个长期的降温过程, 明显的生态事件发生在 37.5~32.7 Ma 期间. 自此, 从低地的旱生灌草类植被, 到中海拔地区的亚热带落叶植被, 再到高海拔的针叶林, 盆地建立了垂直植被带. 我们认为这些气候和植被的变化是对自始新世最暖期(约 52 Ma)以来全球长期降温的一种响应[12,54] (图 2), 也可能是对早新生代北部青藏高原周边山地隆升的响应. 最近构造研究表明阿尔金山、祁连山和西昆仑山在大约 40~30 Ma 期间存在早期的快速隆升事件[60,61]. 而在约 33 Ma 期间的干旱化事件则可能是对源于南极大冰盖扩张所致的始新世-渐新世气候转型的响应[12,54].

4 结论

(1) 谢家剖面 50.2~28.2 Ma 期间, 不同的正构烷烃参数指示古植被和古气候的演化大致可以分为 3 个主要演化阶段, 两个关键的生态转型点在 37.5 和 32.7 Ma. 第一阶段(50.2~37.5 Ma)和第二阶段(37.5~32.7 Ma)的特征是较高的 C_{31}/C_{27}, ACL, CPI 和正构烷烃含量值; 而第三阶段(32.7~28.23 Ma)表现出类似第一阶段的高 C_{31}/C_{27} 值, 但 ACL, CPI 和正构烷烃含量值很低. 这些参数变化清晰地表明盆地 3 个阶段的气候和植被的变化.

(2) 孢粉记录也显示类似于正构烷烃指标所指示的 3 个阶段的变化. 阶段一的植被景观是以麻黄粉属和白刺粉属占优势, 伴随亚热带阔叶林. 阶段二的特征是针叶林的突然出现和大量繁茂, 伴随着灌草类(藜粉属和蒿粉属)植物的出现和亚热带阔叶林的减少. 阶段三则是藜粉属和蒿粉属植物的大量繁衍, 麻黄粉属和白刺粉属植物和针叶林的明显减少. 这些变化不仅仅指示 3 个阶段气候的变化, 而且也说明了从第二阶段起, 盆地中的植被呈现显著的垂直地带性变化: 旱生灌草类植物长在低洼地带, 亚热带落叶植物位居中海拔地带, 针叶林占据高海拔山地.

(3) 正构烷烃指标和孢粉记录共同指示了 50.2~28.2 Ma 期间, 西宁盆地经历了长期的降温过程, 明显的生态转型世间发生在 37.5~32.7 Ma 期间, 自此, 山地垂直植被带被建立. 我们认为这些植被和气候的变化是对全球长期降温和北部青藏高原早新生代隆升的共同响应.

参考文献

1 Ruddiman W F, Kutzbach J E. Plateau uplift and climate change. Sci Am, 1991, 264: 66–74
2 Richter F M, Rowley D B, DePaolo D J. Sr isotope evolution of seawater: The role of tectonics. Earth Planet Sci Lett, 1992, 109: 11–23
3 Edmond J M. Himalayan tectonics, weathering processes and the strontium isotope record in marine limestones. Science, 1992, 258: 1594–1597
4 Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 1992, 359: 117–122
5 Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. Rev Geophys, 1993, 31: 357–396
6 Molnar P. Mio-Pliocene growth of the Tibetan Plateau and evolution of East Asian climate. Palaeontol Electron, 2005, 8: 2A–23
7 An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times. Nature, 2001, 411: 62–66
8 Harris N B W. The elevation history of the Tibetan Plateau and its implications for the Asian monsoon. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 2006, 241: 4–15
9 Walker J C G, Hays P B, Kasting J F. A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of earth's surface temperature. J Geophys Res, 1981, 86: 9776–9782
10 Berner R A, Lasaga A C, Garrels R M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric CO_2 over the past 100 million years. Am J Sci, 1983, 283: 641–683
11 Raymo M E, Ruddiman W F, Froelich P N. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. Geology, 1988, 16: 649–653
12 Zachos J C, Kump L R. Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene. Glob Planet Change, 2005, 47: 51–66
13 Hren M T, Bookhagen B, Blisniuk P M, et al. $\delta^{18}O$ and δD of streamwaters across the Himalaya and Tibetan Plateau: Implications for moisture sources and paleoelevation reconstructions. Earth Planet Sci Lett, 2009, 288: 20–32
14 Cyr A, Currie B S, Rowley D B. Geochemical and stable isotopic evaluation of Fenghuoshan Group lacustrine carbonates, north-central Tibet: Implications for the paleoaltimetry of Late Eocene Tibetan Plateau. J Geol, 2005, 113: 517–533
15 Graham S A, Chamberlain C P, Yue Y J, et al. Stable isotope records of Cenozoic climate and topography, Tibetan plateau and Tarim basin. Am J Sci, 2005, 305: 101–118
16 Rowley D B, Currie B S. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. Nature, 2006, 439: 677–681
17 DeCelles P G, Quade J, Kapp P, et al. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. Earth Planet Sci Lett, 2007, 253: 389–401
18 Dupont-Nivet G, Hoorn C, Konert M. Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition: Evidence from pollen analysis of the Xining Basin. Geology, 2008, 36: 987–990
19 Beek P, Melle J, Guillot S, et al. Eocene Tibetan plateau remnants preserved in the northwest Himalaya. Nature, 2009, 2: 364–368
20 Wang C S, Zhao X X, Liu Z, et al. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. Proc Natl Acad Sci USA, 2008, 105: 4987–4992
21 Zheng D W, Zhang P Z, Wan J L, et al. Rapid exhumation at similar to 8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin. Earth Planet Sci Lett, 2006, 248: 198–208
22 李传夔, 邱铸鼎. 青海西宁盆地早中新世哺乳动物化石. 古脊椎动物与古人类学报, 1980, 18: 198–215
23 孙秀玉, 赵英娘, 何卓生. 青海西宁-民和盆地渐新世至中新世孢粉组合. 地质评论, 1984, 3: 207–215
24 喻建新, 张海峰, 林启祥, 等. 青海省民和县古近系西宁群孢粉植物群的地质意义. 地球科学-中国地质大学学报, 2003, 28: 401–406
25 Dai S, Fang X, Dupont-Nivet G, et al. Magnetostratigraphy of Cenozoic sediments from the Xining Basin: Tectonic implications for the northeastern Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2006, 111: B11102, doi: 10.129/2005JB004187
26 Horton B K, Dupont-Nivet G, Zhou J, et al. Mesozoic-Cenozoic evolution of the Xining-Minhe and Dangchang basins, northeastern Tibetan Plateau: Magnetostratigraphic and biostratigraphic results. J Geophys Res, 2004, 109: B04402, doi: 10.1029/2003JB002913
27 Cranwell P A, Eblinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments. Org Geochem, 1987, 11: 513–527

28 Xie S, Chen F H, Wang Z Y, et al. Lipid distributions in loess paleosol sequences from North West China. Org Geochem, 2003, 34: 1071–1079

29 Volkmam J K, Barrett S M, Blackburn S I, et al. Allkenones in Gephyrocapsa oceanica: implications for studies of paleoclimate. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59: 513–520

30 Pearson A, McNichol A P, Benitez-Nelson B C. Origins of lipid biomarkers in Santa Monica Basin surface sediment: A case study using compound — specific δ^{14}C analysis. Geochim Cosmochim Acta, 2001, 65: 3123–3137

31 卢冰, 陈荣华, 王自磐, 等. 亚北极白令海近百年海洋环境变化——来自分子化石的证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 367–374

32 Cranwell P A. Chain-length distribution of n-alkanes from lake sediments in relation to post-Glacial environmental change. Freshw Biol, 1973, 3: 259–265

33 Meyers P A, Ishiwatari R. Lacustrine Org Geochem — An overview of indicators of organic-matter sources and diagenesis in lake-sediments. Org Geochem, 1993, 20: 867–900

34 盛国英, 蔡克勤, 阳学贤, 等. 合同察汗(碱)湖沉积物的长链不饱和酮及其古气候意义. 科学通报, 1998, 43: 1090–1093

35 谢树成, Evershed R P. 泥炭分子化石记录气候变迁和生物演替的信息. 科学通报, 2001, 46: 863–866

36 张虎才, 常凤琴, 李斌, 等. 柴达木察尔汗湖贝壳堤剖面长链支链烷烃及其古环境意义. 科学通报, 2007, 52: 707–714

37 谢树成, 王志远, 王红梅, 等. 末次间冰期以来黄土高原的草原植被景观: 来自分子化石的证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 28–35

38 Zhang Z H, Zhao M, Eglinton G, et al. Leaf wax lipids as paleovegetational and paleoenvironmental proxies for the Chinese Loess Plateau over the last 170 kyr. Quat Sci Rev, 2006, 25: 575–594

39 张虎才, 杨明生, 张文翔, 等. 洛川黄土剖面 S4 古土壤及相邻黄土层分子化石与植被变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 1634–1642

40 Farrimond P, Flanagan R L. Lipid stratigraphy of a Flandrian peat bed (Northumberland, UK): Comparison with the pollen record. Holocene, 1996, 6: 69–74

41 Schwark L, Zink K, Lechterbeck J. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. Geology, 2002, 30: 463–466

42 Zhou W, Xie S, Meyers P A, et al. Reconstruction of late glacial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence. Org Geochem, 2005, 36: 1272–1284

43 周兴民, 王质彬, 杜庆. 青海植被. 西宁: 青海人民出版社, 1987. 126–129

44 Cranwell P A. Diagenesis of free and bound lipids in terrestrial detritus deposited in a lacustrine sediment. Org Geochem, 1981, 3: 79–89

45 Eglinton G, Hamilton R J. Leaf epicuticular waxes. Science, 1967, 156: 1322–1335

46 Rieley G, Collier R J, Jones D M, et al. The biogeochemistry of Ellesmere Lake, UK-I: Source correlation of leaf wax inputs to the sedimentary record. Org Geochem, 1991, 17: 901–912

47 Maffei M. Chemotaxonomic significance of leaf wax alkanes in the Gramineae. Biochem Syst Ecol, 1996, 24: 53–64

48 王志远, 谢树成, 陈发虎, 等. 临夏源堡黄土地层 S1 古土壤中的正构烷烃及其古植被意义. 第四纪研究, 2004, 24: 231–235

49 谢树成, 易轶, 刘育燕, 等. 中国南方更新世网纹红土对全球气候变化的响应: 分子化石记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 411–417

50 郑艳红, 周卫健, 谢树成, 等. 正构烷烃分子化石与孢粉记录的指示意义对比: 以华南地区为例. 科学通报, 2009, 54: 1749–1755

51 Poynter J G, Farnimond P, Robinson N, et al. Aeolian-derived higher plant lipids in the marine sedimentary record: Links with palaeoclimate. In: Leinen M, Sarnthein M, eds. Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport. Dordrecht: Kluwer, 1989. 435–462

52 Simoneit B R T, Cardoso J N, Robinson N. An assessment of terrestrial higher molecular weight lipid compounds in aerosols particulate matter over the South Atlantic from about 30°~70°S. Chemosphere, 1991, 23: 447–465

53 Tripati A, Backman J, Elderfield H, et al. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. Nature, 2005, 436: 341–346

54 Zachos J C, Pagani M, Sloan L. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma To Present. Science, 2001, 292: 686–693

55 Hinrichs K U, Rinna J, Rullkötter J. Late Quaternary paleoenvironmental conditions indicated by marine and terrestrial molecular biomarkers in sediments from the Santa Barbara Basin. In: Wilson R C, Tharp V L, eds. Proceedings of the Fourteenth Annual Pacific Climate Workshop. California Department of Water Resources, 1997. 1–9

56 Kawamura K, Ishimura Y, Yamazaki K. Four years' observations of terrestrial lipid class compounds in marine aerosols from the western North Pacific. Global Biogeochem Cycle, 2003, 17: doi: 10.1029/2001GB001810

57 Wang W M. On the origin and development of Artemisia (Asteraceae) in the geological past. Bot J Linn Soc, 2004, 145: 331–336

58 Kadereit G, Gotzek D, Jacobs S, et al. Origin and age of Australian Chenopodiaceae. Org Divers Evol, 2005, 5: 59–80
59 Miao Y F, Meng Q Q, Fang X M, et al. Origin and development of Artemisia (Asteraceae) in Asia and its implications for the uplift history of the Tibetan Plateau: A review. Quat Int, 2010, doi: 10.1016/j.quaint.2010.08.014
60 Yin A, Rumelhart P E, Butler R, et al. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation. Geol Soc Am Bull, 2002, 114: 1257–1295
61 Horton B K, Yin A, Spurlin M S, et al. Paleocene-Eocene syncontractional sedimentation in narrow, lacustrine-dominated basins of east-central Tibet. Geol Soc Am Bull, 2002, 114: 771–786

·动 态·

血海撒网捕捞诊断靶标技术取得进展

肝纤维化的非创伤性检测手段研究, 一直是临床应用研究的一大热点. 最近研究报道, 利用定量蛋白质组学手段, 发掘了一批肝纤维化分级相关的血浆蛋白候选标志物, 为推动临床上对肝脏纤维化非创伤性精确诊断提供了重要数据.

这项研究是由北京蛋白质组研究中心的贺福初院士及钱小红研究员领衔的研究小组完成的, 发表于《中国科学C 辑: 生命科学》2011 年第 4 期及 *Science China*: *Life Science* 2011 年第 5 期上.

肝纤维化—肝硬化—肝癌, 被人称之为肝病"三步曲". 全球慢性HBV感染者3.5亿(我国有1.2亿), 每年约250000人死于肝衰竭、肝硬化和肝癌. 国际肝病学奠基人, 汉斯·玻伯教授曾讲过(Hepatology: A festschrift for Hans Popper. 1985: 251): "谁能阻止或者延迟肝纤维化的发生, 谁就可以治愈绝大部分慢性肝病". 及时准确诊断肝纤维化和早期肝硬化病程状况, 对肝脏纤维化病情的有效控制非常重要. 目前, 临床上对肝纤维化检测还需要借助病理穿刺等手段, 但它具有损伤性及潜在性危险, 不便于后期跟踪监测, 限制了其临床应用.

人体血浆包含了几乎涉及人体所有器官或者组织相关的丰富信息, 并能反映几乎所有疾病状态信息, 且它取材方便快捷, 是最为理想的临床诊断样本材料. 截至目前, 在血浆中已经发现了与肝纤维化以及硬化相关的一些蛋白标志物, 但它们在灵敏性和特异性等方面, 还不能满足临床需要, 还需要进一步发掘具有临床诊断或者治疗意义的血浆蛋白标志物.

此研究利用基于稳定同位素标签的定量蛋白质组学技术分析手段, 从蛋白质组水平整体系统地分析了血浆中与肝纤维化分级进程相关的血浆蛋白, 结果发现了 72 个与乙肝纤维化进程呈显著相关性的血浆蛋白, 构成了一个有重要参考价值的、纤维化分级诊断的候选蛋白标志物库, 这无论对于加深肝纤维化发病机制的认识和理解, 还是为推动临床精确诊断和治疗评价等, 都提供了重要数据信息. 目前本项研究还只是初步的结果, 还需要在大量合格的临床样本群体上进行扩大验证和临床评价, 为推动并最终获得"多标志物复合精确诊断模式"奠定了基础.

此研究获得了国家重点基础研究计划(2011CB910601, 2011CB910700, 2010CB91270, 2011CB505304)、国家高技术研究发展计划(2006AA02A308)、国家自然科学基金(30700356, 30700988, 30972909, 81000192, 81001470, 81010064)、国家科技重大专项(2008ZX10002-016, 2009ZX10004-103)、国家新药研发重大科技项目(2009ZX09301-002)、国际科学合作项目(2009DFB33070, 2010DFA31260)和蛋白质组学国家重点实验室基金(SKLP-Y200901, SKLP-O200901)的资助.