

青藏高原共和盆地 14.5 cal ka BP 以来粘土矿物响应的气候变化模式

赵 黎 孙庆峰

(西北师范大学 地理系, 甘肃 兰州 730070)

摘要:对青藏高原北缘共和盆地沙珠玉河的尾间湖达连海钻孔沉积柱(40.92 m)进行了¹⁴C年代测定(10个控制点)和粘土矿物分析(按20 cm/70 a间隔的分辨率)。沉积柱底部年龄为14.5 cal ka BP。根据沉积柱粘土矿物的类型、组合、比率指标综合分析,重建了共和盆地14.5 cal ka BP以来气候环境的演化历史。冰消期(14.5~10.0 cal ka BP)盆地气候总体特征表现为干冷,盆地物理风化强;早中全新世(10.0~5.0 cal ka BP)气候表现为温湿,盆地化学风化为主,气候最宜期发生在全新世的6.0 cal ka BP前后;晚全新世(5.0~0.0 cal ka BP)气候表现为干冷,盆地物理风化盛行。末次冰消期以来,共和盆地粘土矿物记录的气候环境变化阶段与高原其它湖泊指标记录的阶段基本一致。共和盆地粘土矿物记录的气候环境兼有西风、季风模式的特征。

关键词:共和盆地;粘土矿物;末次冰消期;风化;环境;气候模式

中图分类号: P532

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2014)04-0681-12

The climate and environment model indicated by clay mineral response since 14.5 cal ka BP in Gonghe Basin, the Tibetan Plateau

ZHAO Li and SUN Qing-feng

(Department of Geography, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China)

Abstract: A core 40.92 m in length was drilled in Dalianhai, the terminal lake of the Shazhuyu River in Gonghe Basin, northeast Tibetan Plateau. The chronology of the core was established by normal and AMS ¹⁴C dating methods at 10 controlling points of lake plant relics. The oldest age of the core bottom is 14.5 cal ka BP. The clay minerals from the core were analyzed with the resolution of 20 cm/70 a. The evolutionary history of palaeoclimate and palaeoenvironment of Gonghe Basin since 14.5 cal ka BP was reconstructed mainly by clay minerals with particle fraction. During the deglaciation period (14.5~10.0 cal ka BP), the climate generally became dry and cold, with strong physical weathering. In the early-middle Holocene (10.0~5.0 cal ka BP), the climate was wet and warm, with the climatic optimum at about 6.0 cal ka BP. Chemical weathering of this period was strong. In the late Holocene (5.0~0.0 cal ka BP), the climate was similar to that of the deglaciation period, characterized by dryness and coldness and predominant physical weathering. The phases of climatic and environmental variation recorded by clay minerals were in accordance with those recorded by indices of other lakes on the plateau. The climatic and environment history of this basin shows some characteristics of Monsoon and Westerly models established since the last deglaciation period.

Key words: Gonghe Basin; clay minerals; late deglaciation period; weathering; environment; climatic models

收稿日期: 2013-11-28; 修订日期: 2014-06-09

基金项目: 国家自然科学基金(41061022)

作者简介: 赵 黎(1987-), 男, 硕士研究生, 矿物岩石学专业, E-mail: zhaolybyq@126.com; 通讯作者: 孙庆峰(1964-), 副教授, 矿物岩石研究方向, E-mail: sqf@nwnu.edu.cn

粘土矿物因颗粒微细、成分多变、类质替换等特性对地质作用和环境的變化非常敏感,在其形成及演变过程中携带着丰富的气候和环境变化信息,已成为古气候研究的有效手段之一。Zhou 和 Keeling (2013)以及孙庆峰等(2011a, 2011b)总结了粘土矿物在气候环境变化研究中的应用进展。从第四纪末次冰期/冰消期以来在以粘土矿物为指标的古气候和古环境的研究中(如 Lamy *et al.*, 2001; Liu *et al.*, 2004; Gingele *et al.*, 2007; Pai *et al.*, 2007; Ehrmann *et al.*, 2007; Fagel & Boës, 2008; El Albani *et al.*, 2011; Frouin *et al.*, 2013),除了以粘土矿物的类型、组合、含量作为主要的气候环境变化指标外,粘土矿物的比率也可以很好的指示气候环境的变化(如 Colin *et al.*, 1999; Liu *et al.*, 2004; Alizai *et al.*, 2012; Ehrmann *et al.*, 2013; Wang and Yang, 2013; Wang *et al.*, 2013)。粘土矿物指标有时甚至直接反映降水或地表沉积物湿度,如在美国南加利福尼亚州的 Santa Barbara 盆地,蒙脱石的含量可以作为雨量的代用指标,森林的发育与雨量有较好的对应性,并且与全球气候变化具有可比性(Robert, 2004);在俄罗斯贝加尔湖盆地末次冰期-全新世的蒙脱石/伊利石可以反映区域沉积物的相对湿度的变化,进而反映区域气候的暖湿-冷干变化(Fangel and Boës, 2008)。最新研究发现,(蒙脱石+高岭石)/(伊利石+绿泥石)在中国新疆塔里木盆地第三系地层中与其粘土矿物含量的变化响应的气候具有一致性(Wang *et al.*, 2013)。

共和盆地处于青藏高原东北缘,处于亚洲季风区与西风的交界处,也是干旱区的边缘(Zhang *et al.*, 2011),既受季风的影响,亦受西风的影响(周卫健, 1995)。在青藏高原寒旱/干旱气候环境条件下,孢粉指标有时并不能有效地指示植被和湿度的变化(Zhao & Sun, 2009)。孢粉或氧同位素比值不可获得或指示不足时,粘土矿物组合及含量可成为主要的气候环境标识(Deconinck *et al.*, 2000; Thiry, 2000)。高原地区以往湖泊的研究表明,末次冰期/冰消期以来,高原气候和环境的变化多为亚洲季风模式(Herzschuh *et al.*, 2009)。最近的研究发现有的高原湖泊指示的气候变化与以往不同,并非亚洲季风模式(Herzschuh *et al.*, 2009; Wischniewski *et al.*, 2011)。高原北缘可受西风影响,亦可响应西风模式的变化(Zhao *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2008);也可能受西南季风(如刘兴起等, 2006; Wu

et al., 2006)或东亚季风(如 Shen *et al.*, 2005)的影响。至于季风变化的机制一般认为是太阳辐射的变化引起的(如 Gasse *et al.*, 1991; 姚檀栋等, 1997)。青藏高原尚未有用粘土矿物研究末次冰期/冰消期以来气候和环境变化。本文拟以共和盆地达连海(DLH)沉积柱高分辨率粘土矿物(20 cm/70 a)为主要指标探讨高原北部共和盆地的气候和环境变化及其响应的气候模式。

1 研究区概况

共和盆地(98°46'~101°22'E, 35°27'~36°56'N)(图 1)位于青藏高原东北边缘、青海湖的南侧,海拔平均在 2 900 m 以上。共和盆地为高寒干旱-半干旱大陆性气候,年降水量在 200~400 mm 之间。共和盆地的地表水包括内流的沙珠玉河和外流的黄河两大水系。达连海为沙珠玉河的终闾湖,自二十世纪五十年代以来,沙珠玉河中上游相继有 15 座水库建成蓄水,几乎断绝了下游水源补给,达连海现已干涸。共和盆地为中生代形成的山间断陷盆地。盆地四周山地出露的主要岩层以三叠系灰岩、砂岩和浅变质的板岩、片岩以及印支期形成的花岗岩和花岗闪长岩等侵入体为主。盆地内为第四纪以来形成的冲积扇、河湖相及风沙沉积物(董光荣等, 1993)。

2 样品和方法

本研究的样品主要是达连海钻孔(DLH)(图 1, 2 850 m abs, 36°14'50"N, 100°24'25"E)的湖泊沉积物样品。沉积柱直径 10 cm, 总长 40.92 m, 平均取芯率为 95%。沉积物主要为粉沙质泥夹粉沙层和薄层泥炭,部分沉积柱段为厚砂层(图 2)。在 15.83~14.55 m 之间为沙层,采样失败。钻孔中按 20 cm 间隔取样,对获得的 200 个样品进行了粘土矿物和粒度分析。

2.1 年代

从沉积柱样品中挑选了 11 个湖泊水生植物残体用于加速器¹⁴C 测年。测年在法国国家科学研究院、德国基尔大学和北京大学完成。各样的具体测年结果见表 1。除样品 B18-15, 30 年龄显著偏年轻(可能受到污染)外,其余样品的年龄随沉积柱深度逐渐变老(图 2),故样品 B19-15, 30 在建立年代序列中未选用。样品的¹⁴C 年龄用 CALIB Rev. 5.0.1 软

件并按照 IntCal04 数据系统(Reimer , 2004)校正成日历年(表 1,图 2)。沉积柱任意样点的年龄通过两

个测年点线性内插获得。DLH 钻孔相邻两个粘土样品间的时间分辨率为 70 年。

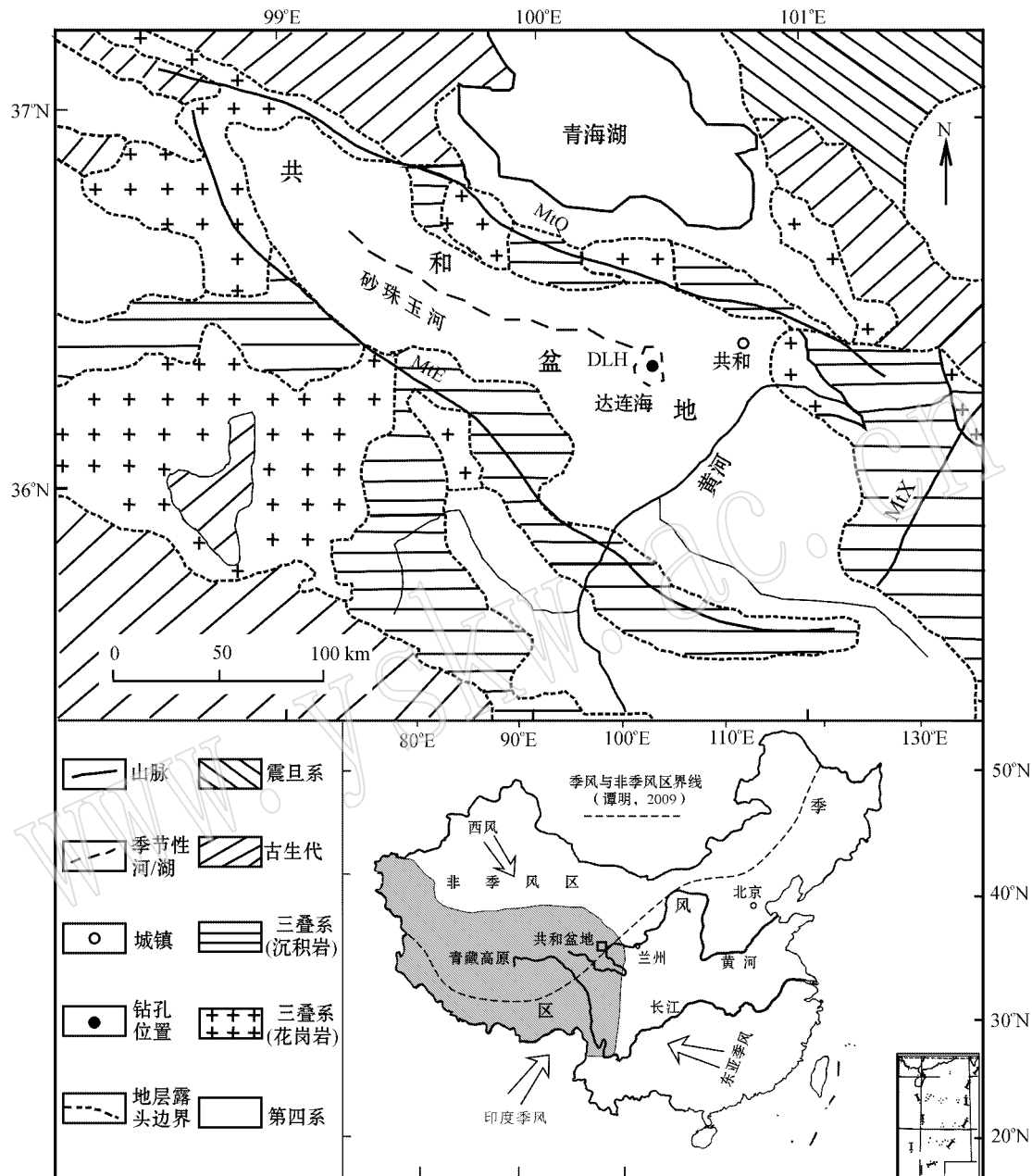


图 1 青藏高原共和盆地位置及地层露头分布

Fig. 1 Location and strata of Gonghe Basin , the Tibetan Plateau

MtE—鄂拉山；MtQ—青海南山；MtX—西倾山

MtE—Ela Mountain；MtQ—Nanshan Mountain, Qinghai；MtX—Xiqing Mountain

2.2 粘土矿物

粘土矿物样品的制备、仪器分析和计算在巴黎十一大学地球科学系完成。

样品在碾钵中磨碎后,首先用浓度为 10% 的醋酸和浓度 10% 的双氧水分别清除碳酸盐和有机质,

然后用蒸馏水反复冲洗直到具有抗絮凝作用的发生。根据 stoke 原理将小于 2 μm 的颗粒悬浮液用吸管吸取适量分别滴在两块载玻片上,让其自然风干制成定向片(N 片),后用其一在乙二醇蒸汽中浸泡 24 h 制成乙二醇饱和片(EG 片),另一片经 XRD 测

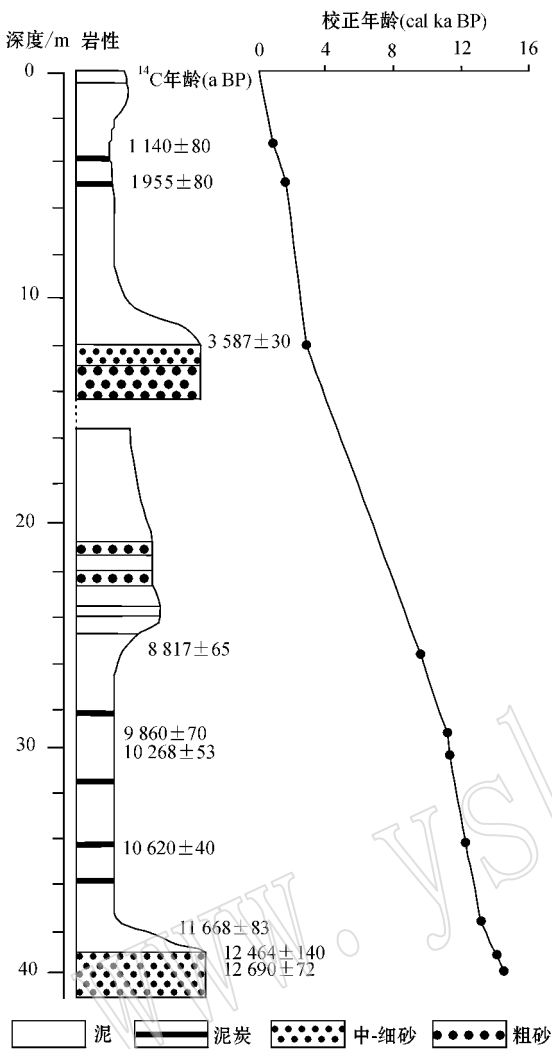


图 2 DLH 孔岩性与年龄

Fig. 2 Petrology and ages of DLH core

试后再加热 550℃ 制成加热片(T 片, 2 h)(Liu *et al.*, 2004)。

粘土矿物分析所用的 X 衍射仪为荷兰 Philippe 公司生产的 Panalytical Xpert, 工作条件是 CuK α 辐射, Ni 滤波器, 管压 45 kV, 管流 25 mA。

粘土矿物的鉴定主要依据上述测试条件下获得的 XRD 曲线特征对比获得。粘土矿物含量的计算根据 MacDiff 软件在乙二醇曲线上进行每个波峰参数的半定量计算, 样品的重复测量误差小于 $\pm 2\%$ (Petschick, 2000)。蒙脱石(含伊利石/蒙脱石随机混层矿物)采用 1.5~1.7 nm(001) 晶面, 伊利石采用其 1.0 nm(001) 晶面, 高岭石(001) 和绿泥石(002) 使用 0.7 nm 叠加峰, 它们的相对比例通过拟合 0.357 nm/0.354 nm 峰面积比确定(Liu *et al.*, 2004)。

粘土矿物的化学指数和结晶度计算在乙二醇曲线上进行。伊利石化学指数为 0.5 nm/1 nm 峰面积比, 比值小于 0.5 代表富 Fe-Mg 的伊利石, 为物理风化结果, 比值大于 0.5 为富 Al 的伊利石, 代表强烈的水解作用(Esquevia, 1969)。伊利石的结晶度为峰高 1/2 处的宽度, 可分为很好 (<0.4)、较好 (0.4~0.6)、一般 (0.6~0.8) 和较差 (>0.8)(Ehrmann *et al.*, 2005), 低值为弱水解、干冷的气候形成(Chamley, 1989)。

2.3 粒度

DLH 孔粒度分析仪器为英国 Malven 公司产的 Mastersizer 2000 型激光粒度仪。

表 1 DLH 孔测年数据

Table 1 Dating results of DLH core

沉积柱段	样号	实验室号	深度/m	材料	测年方法	^{14}C 年龄/a BP	树轮校正/a BP	实验室
A2	DLHA2-385	Michel	3.53	植物残体	AMS	1 140 \pm 80	687	法国(CNRS)
A3	A3-345, 360, 330	KIA 25 457	4.98	植物残体	AMS	1 955 \pm 80	1 470	德国(Leibniz, Kiel)
B10	B10-90, 120	KIA 254 58	12.35	植物残体	AMS	3 587 \pm 30	3 422	德国(Leibniz, Kiel)
B18	B18-15, 30	KIA 25 459	15.86	植物残体	AMS	1 035 \pm 22	615	德国(Leibniz, Kiel)
B25	B25-1 320, 1 335	KIA 25 460	25.85	植物残体	AMS	8 817 \pm 65	9 483	德国(Leibniz, Kiel)
B31	B31-330	LAMS05-042	29.76	植物残体	AMS	9 860 \pm 70	10 720	兰大, 北大
B31	B31-50 cm	KIA 19 434	30	植物残体	AMS	10 268 \pm 53	11 257	德国(Leibniz, Kiel)
B35	B35-255-270-285	LAMS05-041	35.43	植物残体	AMS	10 620 \pm 40	12 022	兰大, 北大
B37	B37-76 cm	KIA 19 437	39	植物残体	AMS	11 668 \pm 83	13 180	德国(Leibniz, Kiel)
B38	B38-300-315	KIA 25 461	40	植物残体	AMS	12 464 \pm 140	13 937	德国(Leibniz, Kiel)
B38	B38-330-345-360	KIA 25 462	40.04	植物残体	AMS	12 690 \pm 72	14 165	德国(Leibniz, Kiel)

3 结果与讨论

3.1 粘土矿物物源与成岩作用检验

共和盆地自末次冰期以来,没有发生大的地质构造运动,地形、水系和地层露头稳定,盆地流域内比湖泊更高的地方也没有发现受到外来地下水的影响(董光荣等,1993)。因此,大气降水以及其形成的地表径流是影响本区地表湿度的主要因素。在此因素的作用下共和盆地两侧的青海南山(MtQ)和鄂拉山(MtE)中基岩风化的碎屑在流水的作用下形成冲积扇,部分碎屑物质被流水或风带到沙珠玉河中,细粒部分被流水或风汇入到达连海中(图1)。所以盆地周围基岩风化剥蚀而形成的沉积物反映的主要是盆地内在气候作用下的风化剥蚀信息。作为本区沉积物中的粘土矿物则主要记录的是在气候环境作用下的物理化学风化的信息,即气候的干冷和温湿以及成土介质的酸碱性等环境变化的状况。表生作用形成的粘土矿物在没有受到后期成岩作用的影响时才有指示气候环境的意义。DLH孔中粘土矿物是碎屑来源的,研究发现它们没有受到沉积后成岩变化的影响:①所有样品中均有伊利石出现,含量上均比蒙脱石占优势。蒙脱石在成岩过程中的伊利石化需要至少1500 m的埋深(Chamley,1989),DLH孔最深为40.92 m,沉积物并没有达到成岩要求的深度。②粘土矿物组分中伊利石、高岭石、绿泥石并存,高岭石通常来源于表生风化条件并被认为是土壤来源的矿物(Chamley,1989),因此,高岭石的出现也表明这些沉积物没有显著的埋藏,说明粘土矿物基本上没有发生成岩作用。③测年结果显示DLH孔最老年龄仅14.5 ka,不具备成岩作用所需的较长时间。④薄片鉴定结果显示大部分样品都没有发生明显的沉积后期变化,样品没有明显的压实。⑤伊利石结晶度没有出现从下向上结晶度变小(值变大)的趋势,说明没有受到埋藏变质作用的影响(于开平等,2005),因此,粘土矿物可以作为气候环境变化的指标。

3.2 粘土矿物气候环境指标变化特征

DLH孔中 $<2\ \mu\text{m}$ 粒级的粘土矿物类型主要是伊利石、绿泥石、蒙脱石和高岭石,石英、长石和石膏也有少量出现,但由于含量太低不予计算。本孔中伊利石含量为37%~97%,平均62%;绿泥石含量为10%~25%,平均17%;蒙脱石含量为0~48%;

平均12%;高岭石含量在3%~12%之间,平均8%。含量最多的是伊利石,次为绿泥石和蒙脱石,最少的是高岭石(图3a,3b,3c,3d)。

伊利石和绿泥石是在气温低、淋滤作用不强的弱碱性条件下形成的(Meunier,1980)。绿泥石和伊利石含量增加代表逐渐变为干冷的气候条件(Vanderaverroet,2000;Winkler *et al.*,2002;Gingele *et al.*,2007)。绿泥石的含量变化曲线在整个钻孔中与伊利石含量变化曲线平行,二者的变化特点基本一致。DLH钻孔的14.5~12.9 cal ka BP时段、11.3~10.0 cal ka BP时段和5.0~0.0 cal ka BP时段的伊利石和绿泥石高含量反映的是干冷的气候环境。

蒙脱石大部分由基岩在碱性介质条件下蚀变而成,在温带半湿润区沉积物中含量比较高。蒙脱石的出现主要反映形成时的水分状况,可以不依赖特定的气候条件(Chamley,1989)。在半干旱地区随着季节性降雨的作用新生作用较为重要,此时形成的蒙脱石具有较高的结晶度,指示了暂时的干旱环境(Singer,1984;Chamley,1989),而形成于湿润-温暖的气候条件下的蒙脱石的结晶度较低(Chamley,1989)。蒙脱石的含量可以作为雨量的代用指标(Robert,2004)。

DLH钻孔蒙脱石的含量变化与伊利石和绿泥石的含量变化特征相反,即当伊利石和绿泥石增高时,蒙脱石含量变低。DLH钻孔的12.9~11.3 cal ka BP和10.0~5.0 cal ka BP蒙脱石反映的为温湿气候环境。

高岭石主要由基岩在酸性介质环境里受风化作用或低温热液交代作用形成,为风化程度极高的矿物,其存在反映了湿热的气候特征。高岭石主要在低纬度地区温暖潮湿的气候下经化学风化大量形成(Chamley,1989)。DLH钻孔中高岭石的含量变化呈较大幅度的波动,除了14.5~12.9 cal ka BP和7.8~5.0 cal ka BP时段内略显平稳且含量较高外,其它时段变化趋势不明显。因此,14.5~12.9 cal ka BP和7.8~5.0 cal ka BP时段高岭石反映的气候是温度高或湿度大的特点。

伊利石的化学指数和结晶度具有环境和气候意义。DLH孔伊利石的化学指数的变化范围在0.01~0.22之间(图3e),在7.8~5.0 cal ka BP伊利石的化学指数高,表示富含铝、贫铁镁,反映了经历温度高、湿度大的淋漓作用,气候温暖湿润;而其它时

段变化不明显。伊利石结晶度指数在 DLH 孔的变化范围在 0.12~0.25 之间(图 3f),除 14.5~12.9 cal ka BP 间略显结晶度高,反映此段气候干或冷之外,在整个钻孔中趋势变化不明显。

同一地点沉积的粘土矿物有时并不是来自同一物源,往往是多个物源区的沉积物经流水混合沉积而成。单纯的粘土矿物含量变化曲线有时并不能明显地反映环境变化的信息。但是,它们比值的变化却可以反映出环境变化的信息。蒙脱石/伊利石可以反映相对湿度的变化,是重建不同物源区影响的合适替代指标,可以反映区域暖湿-冷干的变化状况(Fangel & Boës, 2008)。蒙脱石/(伊利石+绿泥石)可以作为反映区域化学风化强度,进而反映区域降水或季风强度的指标(Liu *et al.*, 2004)。(蒙脱石+高岭石)/(伊利石+绿泥石)也可以最为气候环境变化的指标,可以反映气候温湿/干冷强度的变化(Wang *et al.*, 2013)。蒙脱石的含量可以很好的反映区域降水强度(Robert, 2004),DLH 孔的蒙脱石/伊利石、蒙脱石/(伊利石+绿泥石)(蒙脱石+高岭石)/(伊利石+绿泥石)的变化趋势与蒙脱石的含量、伊利石含量的变化具有很好的吻合性,说明它们反映的气候环境特征和阶段是一致的(图 3g, 3h, 3i)。

3.3 粒度

DLH 孔粒度变化的特征(图 3j, 3k, 3l)是,粘土矿物组分($< 2 \mu\text{m}$, %)在 3.5~5.5 cal ka BP 和 14.5~12.9 cal ka BP 时段含量较低,其它时段含量多在 20% 左右。粘土组分与砂质组分(2~2 000 μm)的变化趋势相反。粒度中值除在 14.5~12.9 cal ka BP 和 5.0~3.5 cal ka BP 这两个时段比较粗外,多在 4~6 μm 之间。砂/泥比值除在 14.5~12.9 cal ka BP 和 6.0~3.5 cal ka BP 之间比较高外,其它时段都较低。沉积物碎屑中 $< 2 \mu\text{m}$ 的粘土颗粒主要是在成土作用中形成的,而成土作用的强度取决于当时的气候,与暖湿的气候有关(Zhang *et al.*, 2001)。成土作用所产生的后生物质大多数为胶体和盐类化合物,其颗粒直径一般不超过 1 μm (Bronger and Heinkele, 1989; 鹿化煜等, 1997)。所以,粘土部分的含量可以反映源区在气候作用下的物理化学风化作用的强度,高含量反映的是气候湿润、温度高,化学风化作用强。砂/泥比值具有一定的环境意义。当气候为干冷条件时,物源区以物理风化为主,碎屑的形成主要物理风化破碎的方式形成,有利于石英、长石和岩屑等碎屑的形成,砂/泥比

值将会增大;当气候条件为温湿时,化学风化作用为主,物源区的基岩和沉积物的碎屑经化学作用失去离子,形成新矿物,有利于粘土矿物和盐类等矿物的形成,碎屑物质将会变细,砂/泥比值减小(Lamy *et al.*, 1999)。DLH 孔样品分辨率为 70 年,根据粘土矿物组分含量、粒度中值和砂/泥比值,可以看出 14.5~12.9 cal ka BP 和 5.0~3.5 cal ka BP 两个时段可能为湖泊收缩、湖水较浅的干旱气候环境,这与粘土矿物反映的气候环境变化阶段是一致的(图 3 m)。

3.4 共和盆地 14.5 cal ka BP 以来气候环境变化特征

依据达连海粘土矿物和沉积柱沉积物变化特征,本区 14.5 cal ka BP(末次冰消期)以来的环境和气候变化特征如下(图 3 m):

冰消期(14.5~10.0 cal ka BP)各指标总体特征表现为干冷的气候。可分为三个亚阶段(I, II, III)。

I 阶段(14.5~12.9 cal ka BP):伊利石和高岭石含量高,可能为剥蚀搬运到达连海。达连海湖底干涸并曾经沙漠化,不利于蒙脱石的形成,蒙脱石含量最低。湖底细屑物质在干旱化的过程中可能被风带走,粗屑部分遗留下来粒度变粗。本段气候干旱,物理风化作用很强。

II 阶段(12.9~11.3 cal ka BP):本段和 I 段相比,各指标在 12.9 cal ka BP 前后有个拐点。反映的是温度升高,降雨量增加,水分条件较前段变好。盆地物理风化作用变弱,化学风化作用略强。达连海有利于植物的生长,堆积了泥炭层。本阶段可能对应 Bølling-Allerød 时期。

III 阶段(11.3~10.0 cal ka BP):大部分指标在 12.9 cal ka BP 前后有个拐点,此段表现为气候干冷的特点,可能对应的是 Younger Dryas 事件。

早中全新世(10.0~5.0 cal ka BP)气候总体表现为温湿。分为两个亚阶段(IV-1, IV-2)。

IV-1 阶段(早全新世, 10.0~7.8 cal ka BP):大部分指标具有缓慢的变化,反映的是气候温暖湿润,降雨量增加。盆地化学风化作用逐步增强,物理风化减弱。有利于水生植物的生长,堆积了泥炭层。

IV-2 阶段(中全新世, 7.8~5.0 cal ka BP):各项指标在本段达到整个钻孔的最大值,反映的是本段早期气候温暖、降雨较多。水分条件较好,化学风化作用为主。湖水最深,深水植物少,泥炭层堆积少。后期(大约从 6.0 cal ka BP)气候向干旱化方向发展,降雨减少,湖水变浅,物理风化作用增强,化学

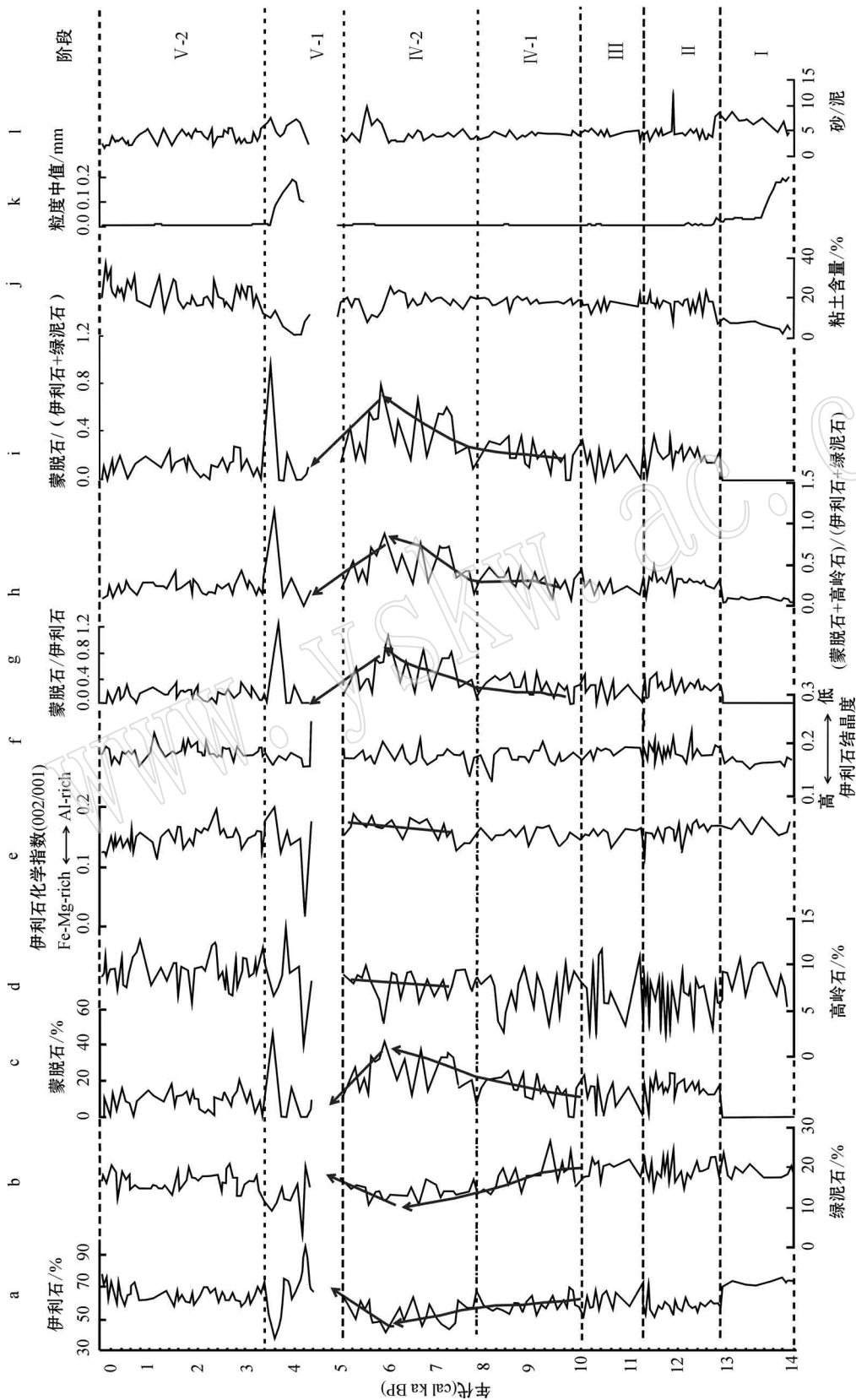


图 3 DLH 孔粘土矿物与粒度图

Fig. 3 Clay minerals and particle size variation versus age (cal ka BP) for DLH core
 a—伊利石; b—绿泥石; c—蒙脱石; d—蒙脱石; e—伊利石化学指数(002/001); f—伊利石结晶度; g—蒙脱石/伊利石; h—(蒙脱石+高岭石)/(伊利石+绿泥石); i—蒙脱石/(伊利石+绿泥石); j—粘土含量(<2 μm, %); k—粒度中值; l—砂含量(%); m—气候环境变化阶段
 a—illite; b—chlorite; c—smectite; d—kaolinite; e—chemistry index of illite (002/001); f—crystallinity of illite; g—smectite/illite; h—(smectite + kaolinite)/(illite + chlorite); i—smectite/(illite + chlorite); j—clay (<2 μm, %); k—medium; l—sand/clay; m—climatic and environmental stages

风化作用减弱,沉积物粒度变粗。

在8.0 cal Ka BP前后,绿泥石和蒙脱石的含量分别呈现出略微的增高和降低,它们的化学指数和结晶度以及蒙脱石/伊利石、蒙脱石/(伊利石+绿泥石)(蒙脱石+高岭石)/(伊利石+绿泥石)比值也有相应的变化趋势,反映的是中全新世出现的冷事件(Shen *et al.*, 2005)

晚全新世(5.0~0.0 cal ka BP)气候表现为干冷稍湿。分为两个亚阶段(V-1, V-2)。

V-1阶段(5.0~3.4 cal ka BP):粘土矿物各项指标表现为较大的波动,反映气候的不稳定性,但以干旱化为特征。此段应为中全新世的温湿向晚全新世的冷干过渡阶段。

V-2阶段(3.4~0.0 cal ka BP):和前段对比本段各项指标反映的是物理-化学风化均衡,降雨量不多,物源供应充分,湖泊水体有利于植物的生长。为干冷变为稍湿的气候特点。

总体来说,14.5 cal ka BP(末次冰消期)以来,共和盆地气候和环境的特征是,冰消期,即14.5~10.0 cal ka BP,气候干冷,在14.5~12.9 cal ka BP间达连海湖泊曾经干涸,湖底出现沙化现象,12.9~11.3 cal ka BP对应Bølling-Allerød, 11.3~10.0 cal ka BP对应Yonger Dryas。早、中全新世(10.0~5.0 cal ka BP)气候温暖、降水增加,湖泊水位逐渐上升,在大约6.0 cal ka BP左右为气候最宜期,湖水位最高。晚全新世(5.0~0.0 cal ka BP)气候干冷稍湿,湖泊水位降低直至干涸。

3.5 气候变化的机制

共和盆地地处青藏高原的东北缘,是西风环流、季风环流和高原季风的过渡地带,环流形势的调整和变动,加之地形的影响,气候的响应比较明显。不同时期因西风、季风环流的强弱变化,季风边缘区的空间范围是变动的(周卫健, 1995)。季风和西风区大量湖泊的研究资料综合分析表明(Chen *et al.*, 2008),在西风区,早全新世气候干旱,多数湖泊仅仅形成于7000~8000 a BP以来,中晚全新世出现高湖面,气候相对湿润,称为西风模式。而季风区气候模式与西风区全新世气候变化显著不同,即冰消期之后季风快速增加,早中全新世季风强盛,气候湿润,随后季风衰退,中晚全新世季风变弱,气候变干。两者具有几乎反相位的变化,中晚全新世亚洲季风衰落时内陆干旱区变得较为湿润(图4a, 4b)。青海湖和共和盆地都位于西风/季风的交汇边界,研究表

明青海湖末次冰期以来的气候变化受西南(刘兴起等, 2006)和东亚季风(Shen *et al.*, 2005)影响。但从二者的地理位置分布上来看,共和盆地或多或少地也受到印度季风和东亚季风的影响(图1)。

蒙脱石可以作为雨量的代用指标(Robert, 2004),蒙脱石/伊利石可以反映相对湿度的变化(Fangel & Boës, 2008),蒙脱石/(伊利石+绿泥石)可以作为反映区域化学风化、降水和季风强度的指标(Liu *et al.*, 2004)(蒙脱石+高岭石)/(伊利石+绿泥石)也可以作为气候环境变化的指标,可以反映气候温湿/干冷强度的变化(Wang *et al.*, 2013),DLH孔中这些指标的变化非常的一致,因共和盆地无明显地下水活动和地表滞水区域,地表湿度应是降水所致,降水又受到季风或西风气流的影响,因此,蒙脱石/(伊利石+绿泥石)能更好代表本区气候环境的变化。共和盆地达连海蒙脱石/(伊利石+绿泥石)曲线和西风区、季风区曲线及湿度曲线对比(图4i, 4h, 4a, 4b)显示,蒙脱石/(伊利石+绿泥石)变化特征接近西风区模式。共和盆地达连海蒙脱石/(伊利石+绿泥石)曲线代表的气候变化与青海湖代表的气候变化指标(图4d, 4e, 4f)对比发现,青海湖温湿气候始于14.1 cal ka BP,最盛期在6.5 cal ka BP前后,4.5 cal ka BP左右以后气候变为干冷(Shen *et al.*, 2005),此与达连海蒙脱石/(伊利石+绿泥石)反映的末次冰期以来总的气候的变化特征是一致的;同时,全新世中期的8.2 cal ka BP冷事件在青海湖地区也表现的十分明显(Shen *et al.*, 2005),表明在千-百年尺度上,地处中纬地区、受季风影响的青海湖的气候与地处高纬北大西洋地区气候存在着一种动力机制上的联系(刘兴起等, 2006)。在本孔中全新世中期的8.0 cal ka BP左右也有冷事件的表现,说明共和盆地与青海湖盆地的气候环境变化具有一定程度的共性。但是,青海湖介形虫 $\delta^{18}\text{O}$ 含量曲线(图4c)则显示为西南季风模式。由此可以看出粘土指标的变化在达连海中既有西风的特征,也有季风的特点,粘土曲线的变化趋势反映的了共和盆地可能同时受到季风和西风的共同影响。

上述现象可能是气候边界移动(周卫健, 1995)的同时,受到盆地周围大型地貌单元影响所致(图5)。青海湖盆地的北侧为祁连山,西北方为藏北高原(海拔4000~5000 m),西南侧为青海南山,东南方为西倾山。在夏季,西风和季风皆为近地面风系。夏季季风可影响到狼山和贺兰山以东包括黄土高原

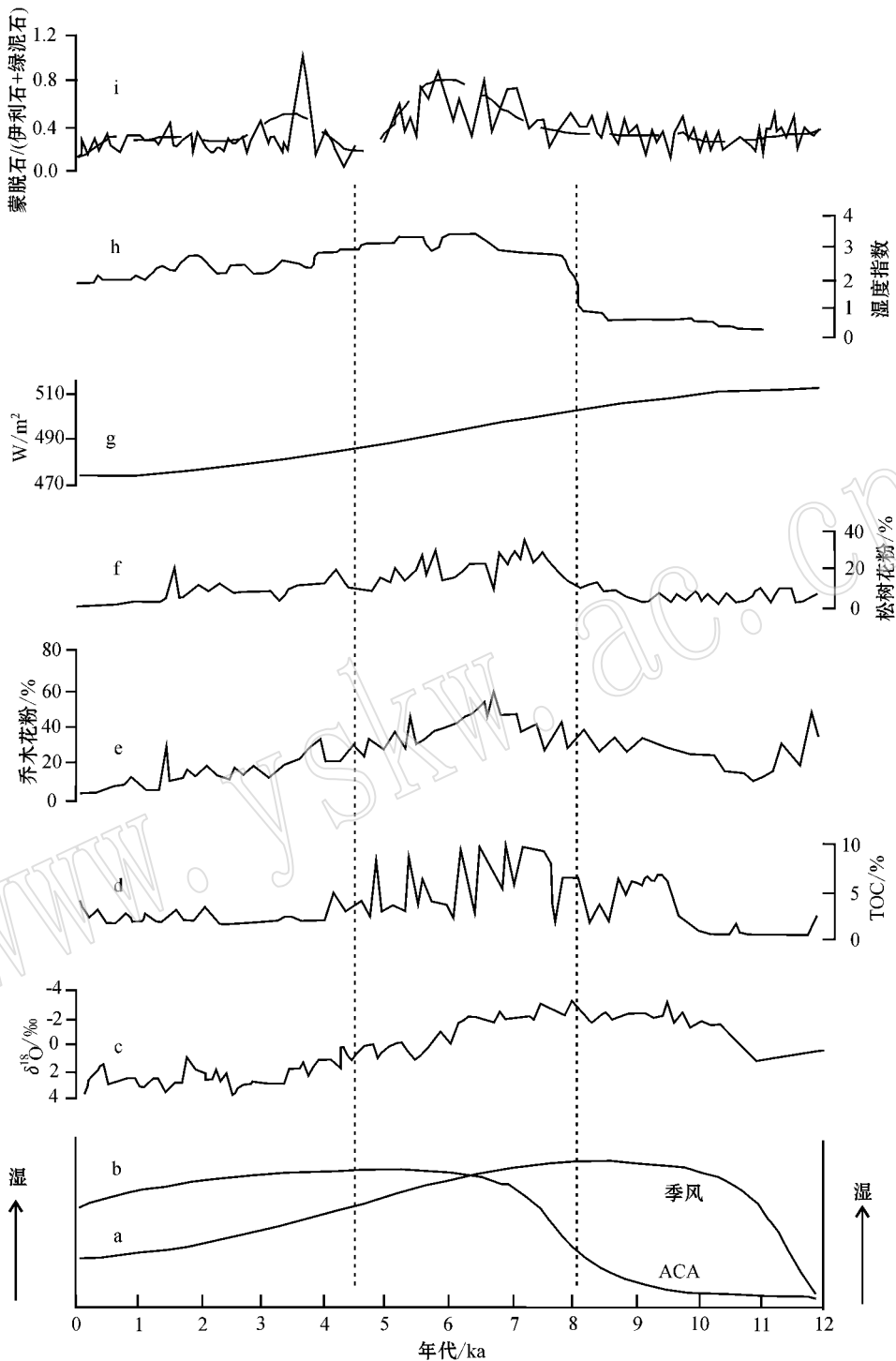


图 4 达连海蒙脱石/(伊利石 + 绿泥石)与青海湖代用指标及西风和季风模式、有效湿度、太阳辐射强度对比

Fig. 4 Comparison of DLH smectite/(illite + chlorite) with the selected indices of Qinghai Lake, ACA (arid central Asian) model, Monsoon model, moisture index, summer insulations (N30°)

a—季风模式 (Chen *et al.*, 2008); b—(ACA) 中亚干旱区 (Chen *et al.*, 2008); c—青海湖介形虫同位素 (刘兴起等, 2006); d—青海湖总碳 (Shen *et al.*, 2005); e—青海湖乔木花粉 (Shen *et al.*, 2005); f—青海湖松树花粉 (Shen *et al.*, 2005); g—太阳辐射强度 (Berger & Loutre, 1991); h—有效湿度 (Chen *et al.*, 2008); i—DLH 蒙脱石/(伊利石 + 绿泥石)

a—Monsoon model (after Chen *et al.*, 2008); b—(ACA) arid central Asia (after Chen *et al.*, 2008); c— $\delta^{18}O$ of the Qinghai Lake (after Liu *et al.*, 2006); d—TOC of the Qinghai Lake (after Shen *et al.*, 2005); e—Tree pollen of the Qinghai Lake (after Shen *et al.*, 2005); f—Pinus pollen of the Qinghai Lake (after Shen *et al.*, 2005); g—summer insulations (after Berger & Loutre, 1991); h—moisture index (after Chen *et al.*, 2008); i—DLH smectite/(illite + chlorite)

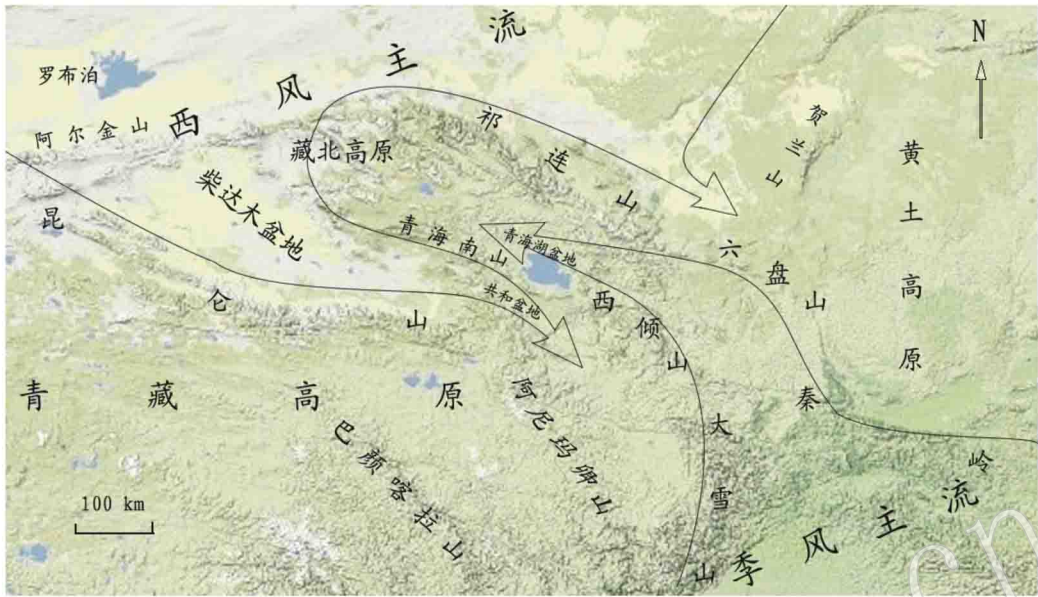


图5 青藏高原东北部地形及夏季西风和季风主气流分布示意图[据周卫健(1995), Zhao *et al.* (2007), Chen *et al.* (2008), Zhang *et al.* (2011)等整理]

Fig. 5 Main currents of Westerly and Summer Monsoon and topographies along northeast Tibetan Plateau (modified after Zhou Weijian, 1995, Zhao *et al.*, 2007, Chen *et al.*, 2008, Zhang *et al.*, 2011)

在内的广大区域,受地形的阻挡,季风流的强度在近地面将发生变化。在高原东侧,季风主流受到在青藏高原东部山系(大雪山、岷山)、秦岭山系以及六盘山系的阻挡,主流在秦岭西段和高原东北得到加强向西运移,尔后,季风气流在祁连山和西倾山的导流下,沿着湟水、黄河低地汇集到青海湖盆地,给盆地带来暖湿气流形成降水。和季风一样,高原北部的西风在夏季受到藏北高原的阻挡分为两支:一支在阿尔金山一带的低山区可长驱直入进入柴达木盆地(因为此时柴达木盆地为热源,气压低,盆地气流上升,西风容易进入补充),另一支沿祁连山北侧向东南运移。南支西风气流受柴达木盆地南缘昆仑山系的阻挡和盆地地形的导流作用,气流沿盆地南侧向东南方向下压,在柴达木盆地的东南端,西风主流受到昆仑山和青海南山、以及阿尼玛青山和西倾山的导流,西风最后进入共和盆地。这样,由于西风和季风主流各自强度的变化,它们可在青海南山两侧形成拉锯式往复,主气流强弱的变化可使共和盆地受到季风和西风的共同作用。

关于全新世气候变化动力,季风模式主要受到低纬太阳辐射驱动(图4g, Chen *et al.*, 2008),早中全新世气候湿润及其随后的衰退大趋势可以很好地用太阳辐射变化来解释,并得到古气候模拟的支持。而亚洲中部干旱区中晚全新世出现的湿润气候很难

用传统的亚洲季风深入内陆来解释,太阳辐射驱动很难解释西风显著影响区的全新世气候变化,需要更深入地研究(Chen *et al.*, 2008)。

4 结论

达连海沉积柱粘土矿物等多指标的综合分析表明,达连海沉积柱粘土矿物中的伊利石、绿泥石、蒙脱石、高岭石以及蒙脱石/伊利石、蒙脱石/(伊利石+绿泥石)、(蒙脱石+高岭石)/(伊利石+绿泥石)反映的气候环境变化阶段明显。

末次冰消期以来以粘土矿物为主要指标反映的共和盆地的古气候和古环境演化历史是:在冰消期(14.5~10.0 cal ka BP)总体特征表现为干冷的气候;在早中全新世(10.0~5.0 cal ka BP)气候总体表现为温湿,气候最宜期发生在中全新世的7.8~5.0 cal ka BP之间;晚全新世(5.0~0.0 cal ka BP)气候表现为干冷稍湿。

共和盆地达连海钻孔末次冰消期以来的粘土矿物与青海湖环境变化的指标及西风和季风模式记录进行对比发现,它们反映的气候和环境变化特征既有季风区的特点,也有西风区的特点,即在一些大的时段变化上是一致的。共和盆地气候环境变化响应是本区地貌的背景下季风和西风共同作用的结果。

致谢 兰州大学陈发虎教授、巴黎十一大学 Christophe Colin 教授、同济大学刘志飞教授对本研究进行了资助和指导。巴黎十一大学 Philippe Pradel 和 Oliver Dufaure 实验师在样品的制备和 X 衍射分析方面给予了帮助, Sebastien Boulay 和 Farid Segueni 博士在样品分析、软件使用方面提供了指导。华中师大的程波博士提供了帮助。兰州大学张家武教授对本文提出了很好的建议。审稿专家和编辑部专家对本文提出了宝贵的修改意见。一并谨致谢忱!

References

- Alizai A, Hillier S, Clift D P, *et al.* 2012. Clay mineral variations in Holocene terrestrial sediments from the Indus Basin [J]. *Quaternary Research*, 77: 368~381.
- Berger A & Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years [J]. *Quaternary Science Reviews*, 10(4): 297~317.
- Bronger A & Heinkele T. 1989. Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochuan loess section, China: Pedostratigraphic and environmental implication [J]. *Geoderma*, 45: 123~143.
- Chamley H. 1989. *Clay Sedimentology* [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1~60.
- Chen F, Yu Z, Yang M, *et al.* 2008. Holocene moisture variation in arid central Asian and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history [J]. *Quaternary Science Review*, 27: 351~364.
- Colin C, Turpin L, Bertaux J, *et al.* 1999. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(4): 647~660.
- Deconinck J F, Blanc-Valleron M M and Rouchy J M. 2000. Palaeoenvironmental and diagenetic control of the mineralogy of Upper Cretaceous-Lower Tertiary deposits of the Central Palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosi area) [J]. *Sedimentary Geology*, 132(3~4): 263~278.
- Dong Guangrong, Gao Shangyu and Jin Jiog. 1993. The Desertification and its Control in the Gonghe Basin, Qinghai Province [M]. Beijing: Scientific Press, 25~30 (in Chinese with English abstract).
- Ehrmann W, Schmiedl G, Hamann Y, *et al.* 2007. Clay minerals in late glacial and Holocene sediments of the northern and southern Aegean Sea [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 249(1~2): 36~57.
- Ehrmann W, Seidel M and Schmiedl G. 2013. Dynamics of Late Quaternary North African humid periods documented in the clay mineral record of central Aegean Sea sediments [J]. *Global and Planetary Change*, 107: 186~195.
- Ehrmann W, Setti M and Marinoni L. 2005. Clay minerals in Cenozoic sediments off Cape Roberts (McMurdo Sound, Antarctica) reveal palaeoclimatic history [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 187~211.
- El Albani A, Meunier A, Macchiarelli R, *et al.* 2011. Local environmental changes recorded by clay minerals in a karst deposit during MIS 3 (La Chauverie, SW France) [J]. *Quaternary International*, 241(1): 26~34.
- Fagel N & Boës X. 2008. Clay-mineral record in Lake Baikal sediments: The Holocene and Late Glacial transition [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259: 230~243.
- Frouin M, Ploquin F, Soressi M, *et al.* 2013. Clay minerals of late Pleistocene site (Jonzac and Les Cottés, SW France): applications of X-ray Diffraction analyses to local palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions [J]. *Quaternary International*, 302: 184~198.
- Gasse F, Arnold M, Fontes J C, *et al.* 1991. A 13 000 year climate record from Western Tibet [J]. *Nature*, 353: 742~745.
- Gingele F X, Deckker P D and Norman M. 2007. Late Pleistocene and Holocene climate of SE Australia reconstructed from dust and river loads deposited offshore the River Murray Mouth [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 255: 257~272.
- Herzschuh U, Kramer A, Mischke S, *et al.* 2009. Quantitative climate and vegetation trends since the late glacial on the northeastern Tibetan Plateau deduced from Koucha Lake pollen spectra. [J]. *Quaternary Research*, 71(2): 162~171.
- Lamy F, Hebbeln D, Röhl U, *et al.* 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 185: 369~382.
- Lamy F, Hebbeln D and Wefer G. 1999. High-resolution marine record of climatic change in midlatitude Chile during the last 28 000 years based on terrigenous sediment parameters [J]. *Quaternary Research*, 51: 83~93.
- Liu Xingqi, Shen Ji, Wang Shumin, *et al.* 2006. The ostracoda shell oxygen isotope evidences of the Qinghai lake climate change controlled by the southwest monsoon since the late glacial [J]. *Chinese Science Bulletin*, 51(22): 2 690~2 694 (in Chinese with English abstract).
- Liu Z, Colin C, Trentesaux A, *et al.* 2004. Erosional history of the eastern Tibetan Plateau since 190 kyr ago: clay mineralogical and geochemical investigations from the southwestern South China Sea [J]. *Marine Geology*, 209: 1~18.
- Lu Huayu and An Zhisheng. 1997. Paleoclimate indicated by grain size of Luochuan loess [J]. *Chinese Science Bulletin*, 42(1): 66~69 (in Chinese with English abstract).
- Meunier A. 1980. Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystemes. Etude des arenas du massif granitique de Parthenay (Deux-Sevres) [J]. *Mém. Soc. Geol. Fr*, 140: 1~80.
- Pai C W, Wang M K and Chiu C Y. 2007. Clay mineralogical characterization of a top sequence of perhumid sub-alpine forest soils in north-

- eastern Taiwan [J]. *Geoderma*, 138 : 177~184.
- Petschick R. 2000. <http://servermac.geologie.uni-frankfurt.de/Rainer.html>.
- Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, *et al.* 2004. Intcal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0~26 cal kyr BP [J]. *Radiocarbon*, 46 (3): 1029~1058.
- Robert C. 2004. Late Quaternary variability of precipitation in Southern California and climatic implications: clay mineral evidence from the Santa Barbara Basin, ODP Site 893 [J]. *Quaternary Science Reviews*, 23 : 1029~1040.
- Shen J, Liu X and Wang S. 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18 000 years [J]. *Quaternary International*, 136(1): 131~140.
- Singer A. 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediment-a Review [J]. *Earth Science Review*, 21 : 251~293.
- Sun Qingfeng, Chen Fahu, Colin Christophe, *et al.* 2011a. Application progress of clay minerals in the researches of climate and environment [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 31(1): 146~152(in Chinese with English abstract).
- Sun Qingfeng, Colin Christophe, Chen Fahu, *et al.* 2011b. Discussion on the factors affecting clay mineral formation and quantity in climatic and environmental researches [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 30(2): 291~300(in Chinese with English abstract).
- Thiry M. 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin [J]. *Earth Science Review*, 49(1~4): 201~221.
- Vanderaveroot P. 2000. Miocene to Pleistocene clay mineral sedimentation on the New Jersey shelf [J]. *Oceanol Acta*, 23(1): 25~36.
- Wang C, Hong H, Li Z, *et al.* 2013. The Eocene-Oligocene climate transition in the Tarim Basin, Northwest China: Evidence from clay mineralogy [J]. *Applied Clay Science*, 74 : 10~19.
- Wang Q & Yang S. 2013. Clay mineralogy indicates the Holocene monsoon climate in the Changjiang (Yangtze River) Catchment, China [J]. *Applied Clay Science*, 74 : 28~36.
- Winkler A, Wolf-Welling T C W and Statterger K. 2002. Clay mineral sedimentation in high northern latitude deep-sea basins since the Middle Miocene (ODP Leg 151, NAAG) [J]. *Int. J. Earth Sci.*, 91 (1): 133~148.
- Wischniewski J, Mischke S, Wang Y, *et al.* 2011. Reconstructing climate variability on the northeastern Tibetan Plateau since the last Lateglacial - a multi-proxy, dual-site approach comparing terrestrial and aquatic signals [J]. *Quaternary Science Reviews*, 30(1~2): 82~97.
- Wu Y, Lücke A, Jin Z, *et al.* 2006. Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: a sedimentary record from Cuoe Lake [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234 : 328~340.
- Yao Tandong, Thompson L G, Shi Yafeng, *et al.* 1997. The climate of Guliya ice core since the last interglacia [J]. *Science in China (Series D)*, 27(5): 447~452(in Chinese with English abstract).
- Yu Kaiping, Han Guangmin, Yang Fengli, *et al.* 2005. Study on clay minerals of P/T boundary in Meishan section, Changxin, Zhejiang province [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 23(1): 108~120(in Chinese with English abstract).
- Zhang J, Chen F, Holmes J A, *et al.* 2011. Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: a review and synthesis [J]. *Quaternary Science Reviews*, 30 : 1973~1987.
- Zhang P, Molnar P and Downs W R. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2~4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates [J]. *Nature*, 410 : 891~897.
- Zhao Y, Yu Z, Chen F, *et al.* 2007. Holocene vegetation and climate history at Hurlig Lake in the Qaidam Basin, northwest China [J]. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 145(3~4): 275~288.
- Zhao Y & Sun Q. 2009. Reliability of pollen concentration as the indicator of effective moisture in arid and semi-arid region of China [J]. *Journal of Arid Environment*, 74(3): 423~427.
- Zhou C & Keeling J. 2013. Fundamental and applied research on clay minerals: From climate and environment to nanotechnology [J]. *Applied Clay Science*, 74 : 3~9.
- Zhou Weijian. 1995. Monsoon climate change and ¹⁴C dating of the environmental sensitive zone of China since 13 000 years [D]. Xi ' an : Northwest University : 1~6(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 董光荣,高尚玉,金炯. 1993. 青海共和盆地土地沙漠化与防治途径 [M]. 北京: 科学出版社, 10~35.
- 刘兴起,沈吉,王苏民,等. 2006. 晚冰期以来青海湖地区气候变迁受西南季风控制的介形类壳体氧同位素证据 [J]. *科学通报*, 51(22): 2690~2694.
- 鹿化煜,安芷生. 1997. 洛川黄土粒度组成的古气候意义 [J]. *科学通报*, 42(1): 66~69.
- 孙庆峰,陈发虎,Christophe Colin,等. 2011a. 粘土矿物在气候环境变化研究中的应用进展 [J]. *矿物学报*, 31(1): 146~152.
- 孙庆峰,Christophe Colin,陈发虎,等. 2011b. 气候环境变化研究中影响粘土矿物形成及其丰度因素的讨论 [J]. *岩石矿物学杂志*, 30(2): 291~300.
- 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风,等. 1997. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究 [J]. *中国科学(D 辑)*, 27(5): 447~452.
- 于开平,韩广民,杨风丽,等. 2005. 江长兴煤山剖面 P/T 界线附近粘土矿物研究 [J]. *沉积学报*, 23(1): 108~120.
- 周卫健. 1995. 最近 13 000 年我国环境敏感带的季风气候变迁及 ¹⁴C 年代学 [D]. 西安: 西北大学: 1~6.