

松辽平原更新世地层及其沉积环境的研究*

裘善文 夏玉海 汪佩芳 李风华

(中国科学院长春地理研究所)

摘 要

本文对松辽平原更新世地层及其沉积环境进行了研究,应用孢子花粉、磁性地层、粘土矿物、同位素年龄、沉积相等测试、分析技术和方法,研究结果表明:平原中心埋深 75—80m 以下的砂砾石层,属冲积、湖相沉积,时限 2.48—1.87Ma,应为第四纪下限。而厚层粘土层,下部厚 40—30 m,时限 2.01—0.73 Ma,属早更新世中、晚期。上部厚 25—21 m,时限 0.73—0.20 Ma,属中更新世。厚层粘土层平均沉积速率 3—4 cm/ka,属大湖长期缓慢、稳定的沉积。

松辽平原位于东北的中部,面积约 $32 \times 10^4 \text{ km}^2$,是我国最大的平原。平原周围出露的第四纪地层露头较多。平原中有些地区连续沉积了第四纪更新世各个时期的地层,是我国研究第四纪地层比较好的地区之一,亦是目前东北第四纪地层研究程度较高的地区。

1959 年全国地层委员会将黑龙江省龙江县朱家坎附近白土山的第四纪地层命名为白土山组,其时代为早更新世,其底界为第四纪的下限。将哈尔滨附近荒山的第四纪地层,命名为荒山组,其时代为中更新世^[1]。此后,白土山组和荒山组地层在东北被广泛地引用和对比。前者是松辽平原、三江平原第四纪孔隙水主要含水层之一,后者是松嫩平原(中更新世湖相粘土层)区域承压水隔水层。因此,研究它不仅具有认识自然环境变迁的理论意义,而且在地下水含水层组的划分、水资源的评价,以及对工、农业的发展方面具有重要的生产实践意义。

80 年代前后,在地层编表和断代总结工作中,对该区第四纪研究起到推动和促进作用。但也有些地层建组论据不足,有待于修正。

近年来,随着研究工作的不断深入,孢粉分析、 C^{14} 测年、热释光、古地磁、电子显微镜扫描、X 衍射等新技术和测试方法的应用,对更新统地层、尤其对中、下更新统地层的研究有了新的进展。

一、白土山组地层的成因及其沉积环境

50 年代以来,就以大兴安岭东坡的龙江县朱家坎附近的白土山剖面为模式剖面,建立了白土山组。

该组地层广泛分布在大兴安岭东坡河流出口处的山麓面(山前剥蚀台地)上,组成冲、洪

本文 1987 年 3 月 19 日收到修改稿。

* 国家自然科学基金资助项目。

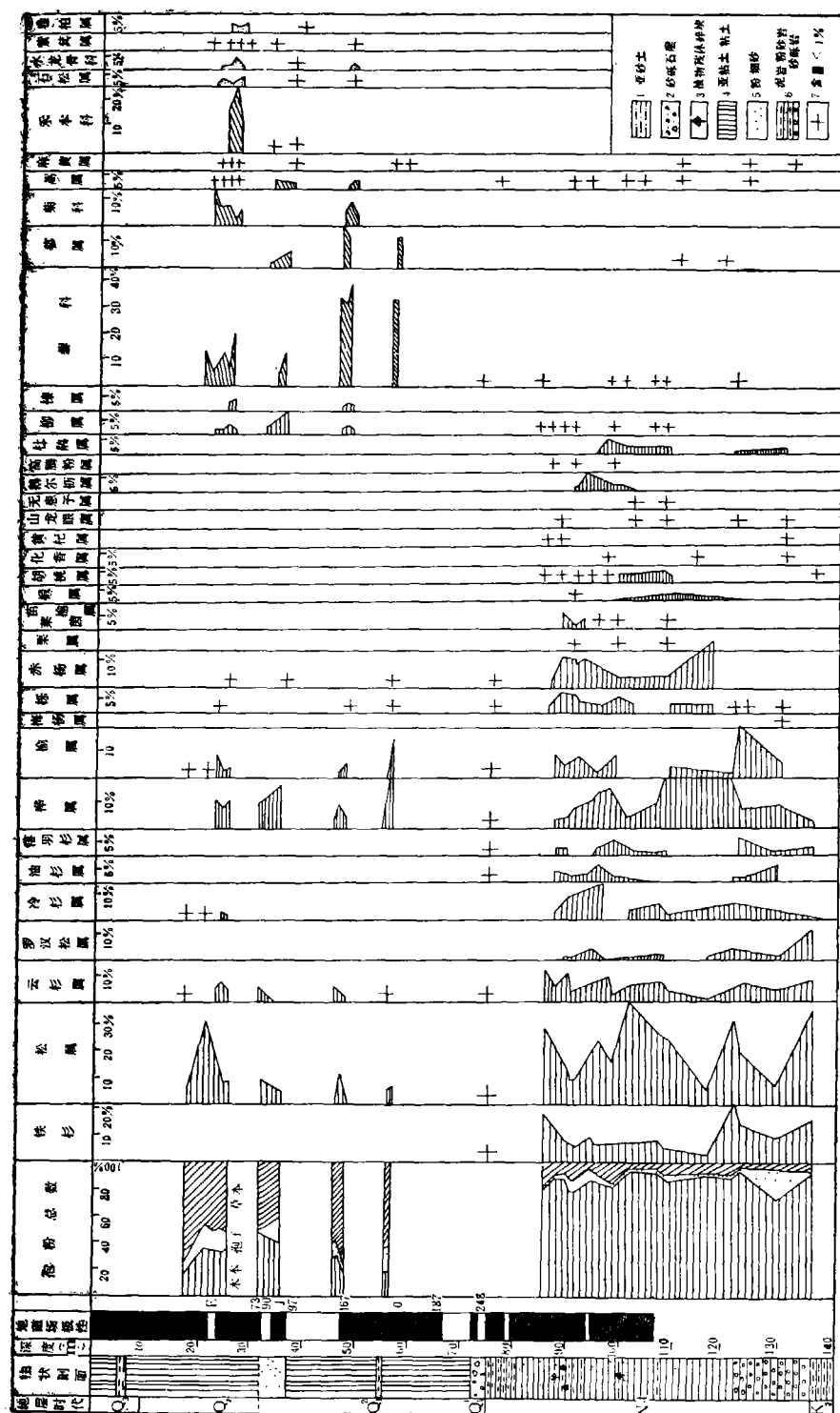


图3 大庆前进村7901孔磁性地层、孢粉图式

扇。被河流切割后形成相对高度 20—25m 的台地,相当于二级阶地。

2. 白土山组沉积物具有明显的河流相结构和产状。龙江县白土山组和白城平台的白土山组的沉积物有分选和磨圆、地层微向东南倾斜;砾石长轴方向与河流流向垂直或斜交,砾石主倾向为西北。应属山前河流的冲、洪积扇沉积。地层中发育斜交层理,尤其是前郭县王府屯西沟的白土山组剖面特别明显,属大型单向斜层理,各组平行,各斜层与层面交角为 12° — 15° ,无明显的顶底层。斜交层由细砂组成,分选好,表面光滑,以石英砂为主。这些具有平原型河流的河床,滨河床相的沉积特征。

3. 白土山组地层粒度累积曲线呈单峰型,并非冰积物粒度曲线类型。

4. 白土山组地层的矿物组合以重砂物和稳定矿物为主^[4],且种类多,具有一定磨圆,说明经过流水作用的搬运。

5. 经差热和 X 衍射分析,粘土矿物主要由多水高岭石和少量蒙脱石组成^[4],反映了温暖的气候环境。

6. 对白土山组沉积物进行过多次孢粉分析(夏玉梅,1963,1964,1980,1982;汪佩芳,1980,1981)。该组沉积物孢粉较贫乏,但少数层段孢粉较丰富。在龙江县白土山剖面中,孢粉组合主要特征为:草本植物花粉中,以蒿属(*Artemisia*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、荨麻属(*Urtica*)为主,其次有百合科(*Liliaceae*)、菊科(*Compositae*)、麻黄属(*Ephedra*)。木本植物花粉较少,主要为桦(*Betula*)。蕨类孢子有水龙骨科(*Polypodiaceae*),其次是紫萁科(*Osmundaceae*)。在查哈阳分水闸的白土山组剖面中还有木本植物花粉,主要为鹅耳枥属(*Carpinus*)和栎属(*Quercus*)。白城平安镇的白土山组剖面中孢粉含量比较丰富,草本植物花粉以蒿属、藜科、禾本科(*Gramineae*)为主,占 99—100%;木本花粉较少,主要有桦、栎,仅占 0.43—1.1%;禾本科植物花粉和蕨类孢子较少^[6]。

此外,前郭县王府屯、扶余县仲仕屯和乾安县令字井等钻孔剖面中,草本植物花粉占绝对优势,主要有蒿属、藜科。木本植物花粉主要为松(*Pinus*)、桦、禾本科和蕨类,含量较少。

孢粉组合特征表明,当时大兴安岭山前及松嫩平原西部主要植被为草原和疏林草原。在草原景观中,耐旱的蒿、藜占优势,明显地反映出温暖偏干的古气候环境。

由此可见,经典的白土山组地层的成因和沉积环境,是在温暖偏干的古气候条件下,大兴安岭山前地带为冲积、洪积沉积。

而在松辽平原第四纪地层底部的白土山组地层,如大庆 7901 孔(图 3),孔深 72—75m 的白土山组地层中(古地磁测年 2.48—2.01 Ma 前),见到松、冷杉(*Abies*)、柏(*Cupressaceae*)、桦、榆(*Ulmus*)、栎、和少量榛(*Corylus*)、椴(*Tilia*)等木本花粉,蒿、大戟科(*Euphorbiaceae*)、茜草科(*Rubiaceae*)等,蕨类孢子主要是水龙骨科。反映出早更新世早期气候变冷的特点,这一冷期为第四纪的开始。另据张庆云等的研究,在松嫩平原的白土山组堆积物有的为湖相沉积^[6]。

综上所述,白土山组地层的成因,在松辽平原各地各不相同,在大兴安岭山前为冲积、洪积;在平原湖相粘土层的底部为冲积、湖积。

二、白土山组地层的时代

白土山组地层,过去认为,属早更新世,其底界为第四纪下限。近年来,对松辽平原一些钻

孔岩芯进行了古地磁测年等的研究, 以大庆 7901 孔和乾安县令字井孔为例加以说明 (图 4)。大庆 7901 孔, 终孔 140m, 自下而上可分 9 层, 取古地磁样品 63 个点共 233 块。令字井孔, 终孔 112.5m, 自下而上可分 10 层, 取古地磁样品 58 个点共 232 块。综观 7901 孔和令字井孔地层极性柱, 用 7901 孔为主进行分析, 以 7901 孔第 5 层为界, 下部为正向磁化; 上部为反向磁化, 中间夹有 3 个正向磁化条带; 顶部又有一个正向磁化带。从地层沉积上看, 7901 孔第 5 层以下, 正极性为主, 以上到第 7 层, 地层以负极性为主, 都代表了一段相当长的时间。因此, 认为 7901 孔的第 5 层底面, 是两个地磁极性时的界面。所以, 它应当是由松山反向极性时转变

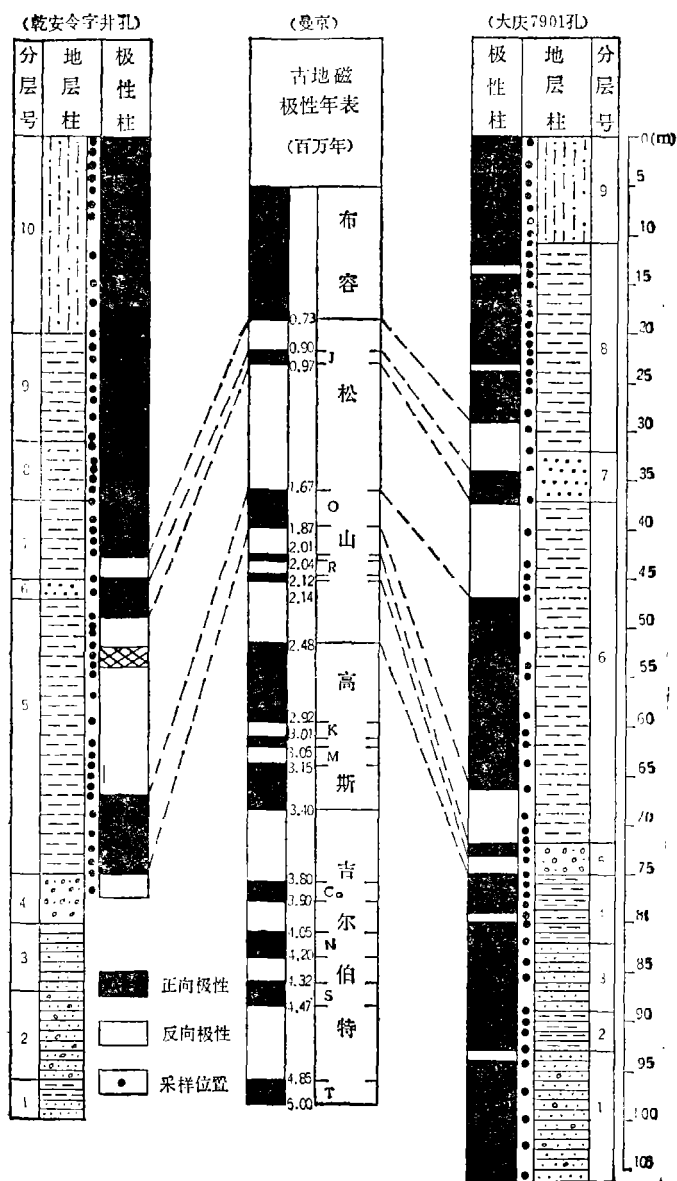


图 4 地层极性柱状图

为高斯正向极性时的界线,其年代为 2.48 Ma。据此,7901 孔的白土山组地层,位于孔深 72—75m,其极性地层置于松山反向极性时(M)的尼留旺正向极性亚时(R)的顶界以下,松山反向极性时与高斯正向极性时(G)的分界线之上,其时限距今 2.48—2.01 Ma 前。令字井孔的白土山组地层,位于孔深 75m 以下,其极性地层置于松山反向极性时的奥都维极性亚时(O)的底界以下,其时限大于 1.87 Ma 前^[5]。但是,另据缪振棣等对经典的白土山剖面的白土山组地层热释光测年结果,年龄距今 0.81 ± 0.042 Ma, 0.857 ± 0.13 Ma。综合古地磁和热释光测年,其时限为距今 1.0—0.8 Ma 前^[7]。

由此可见,经典的白土山组地层的年代受到了动摇,分布在松辽平原过去统称为下更新统白土山组地层的年代,各地各不相同。分布在松辽平原第四纪地层底部的白土山组地层,其时代为更新世早期。分布在平原西部边缘(大兴安岭山前)的白土山组地层,时代为早更新世晚期。从白土山孔的地层测年可知^[7],在大兴安岭山前白土山一带,上新世沉积泥岩以后,经历了一百多万年的沉积间断和剥蚀、侵蚀时期,以后才开始沉积白土山组地层。

三、松辽平原厚层粘土层的成因及其沉积环境

厚层粘土层大致分布在齐齐哈尔—双辽—肇源—林甸—齐齐哈尔这一长椭圆形内,面积约五万平方公里,沉积了厚 30—70m 的粘土层。它的粒度分布,从平面上看,从椭圆形外围向圆内,沉积物粒度由粗变细,即由砂砾石层→砂层→亚砂土→淤泥、亚粘土。从剖面上看,下部细,上部略变粗,即由下部的淤泥质亚粘土向上部变为粉砂质亚粘土,仅在上下部之间夹一层厚 2—5m 的薄层粉细砂层。在时空分布上连续沉积了厚层的粘土层。该沉积物平均粒径 ϕ 值为 8 左右,分选差,粒度频率曲线近于对称或负偏态,尖度常态至平坦,粒度对数累积曲线比较平直(高振义,1982),说明不同粒级含量分配均匀,属于比较稳定的湖相沉积环境中的沉积物。此外,厚层粘土层中发现大量喜湿性盘星藻(*Pediastrum*)和少量转板藻(*Mougeotia*),并发现淡水环境中生活的个体较少的螺、贝类化石。粘土层中含有菱铁矿(FeCO_3),粘土层中普遍含有机质较高,并具有腥臭味。这都说明该粘土层是在比较稳定的静水环境条件下的湖相沉积。

此外,还对松辽平原的许多钻孔岩芯进行了孢粉、粘土矿物等的分析。现以令字井孔和大庆 7901 孔为例(图 5),以令字井孔地层为主加以说明。令字井孔深 20—75 m 的粘土层,可划分为六个孢粉组合,并可同大庆、舍力、大安、长春等地的孢粉组合进行对比。

孔深 75—47 m,时限 1.87—0.9 Ma 前,自下而上可划分为两个花粉带:

- (1) 桦-蒿-禾草类组合 时限包括奥都维极性亚时前后。
- (2) 云杉-柳-蓼-杂类草组合 时限包括查拉米洛极性亚时前后。

两组组合的差别在于后者木本花粉含量有所增加,云杉(*Picea*)占 23%,形成该孔云杉花粉曲线的第一高峰。柳(*Salix*)占 9.6%,芦苇(*Phragmites*)占 3.8%。说明早更新世晚期湖沼发育,气候温和稍湿。这一暖期为早更新世的顶界。

孔深 45—20 m,时限 0.8—0.2 Ma 前,可划分为四个孢粉组合。

(3) 麻黄-桤柳-藜组合 位于孔深 45 m 上下,藜科含量高达 27.2—33.6%,主要以碱蓬(*Suaeda*)、驼绒蒿(*Eurotia*)、藜属花粉为主,组成以麻黄和桤柳参加的干草原。盐生植物大量出现,气候干冷,多年冻土发育,促进了土壤盐渍化的发生。这一冷期为中更新世的底界,

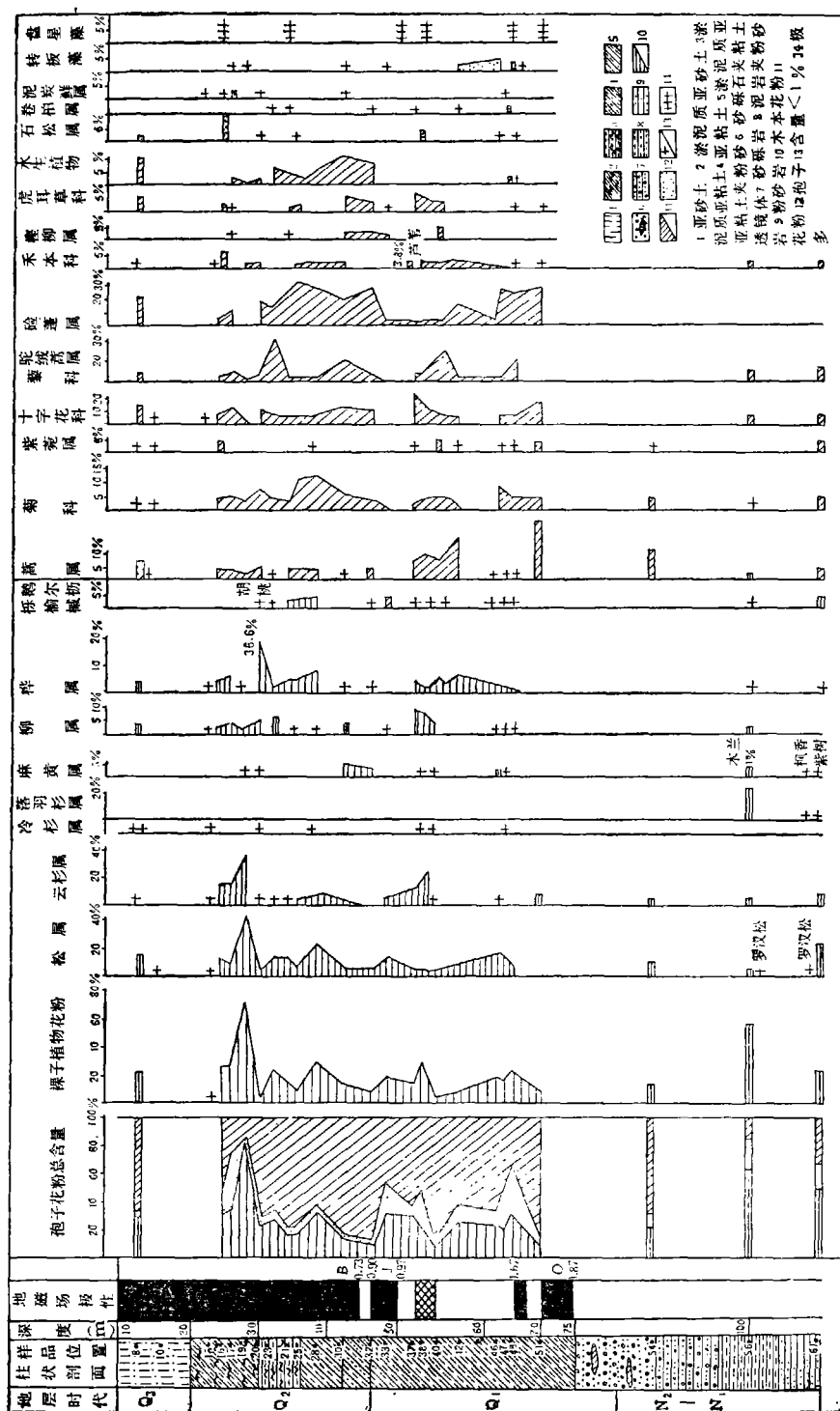


图5 吉林省乾安县令字井孔磁性地层、抱粉图式

即 B/M 分界线稍上的位置。

(4) 松-桦-榆-菊组合 出现在孔深 43—30m 处,阔叶树中桦最多,占 6.6%,榆、栎、胡桃 (*Juglans*)、椴相继增加,并有少量喜湿性水生植物花粉和转板藻,以及大量盘星藻的出现。其植被为桦林草原,阔叶疏林草原,古气候温和湿润。

(5) 松-云杉-藜-禾草组合 孔深 30—25m,裸子植物花粉占 65%,其中松占 40%,云杉占 38%,说明松和云杉组成的暗针叶林得以扩大和发展,气候冷湿。

(6) 松-桦-柳-禾草组合 孔深 25—20m,与第(4)组合相似,气候温湿,这一暖期为中更新世的顶界。

另据大庆 7901 孔,孔深 11—72m 与令字井孔层位相当的粘土层的 X 衍射分析,可划分出三个粘土矿物组合带(颜秋兰,1981):

(1) 水云母-绿泥石-蒙脱石-高岭石组合 时限 2.01—1.67 Ma 前,位于孔深 72—54m,粘土矿物较多,结晶度变好,又出现少量蒙脱石,高岭石矿物。但是,代表风化程度较差的水云母、绿泥石为主体的矿物,表明当时转为凉、干的气候。

(2) 蒙脱石-水云母-绿泥石-高岭石组合 时限 1.67—0.4 Ma 前,位于孔深 54—22m,地层中蒙脱石、水云母和绿泥石含量较多,结晶也好,也出现少量的高岭石,但蒙脱石含量占优势,化学风化作用增强,当时为温湿的气候环境,湖沼进一步发展。

(3) 水云母-绿泥石-蒙脱石-方解石组合 时限 0.4—0.1 Ma 前,位于孔深 22—10m,代表风化作用较差的水云母、绿泥石占主要地位。上部 13—10m,绿泥石含量增多,结晶度更明显。可以认为,这种绿泥石是由原生矿物经物理风化破碎后而被搬运来的。此外,还有方解石粘粒的出现,这些都说明当时化学风化较弱,物理风化作用占优势,气候较为干冷。

根据以上分析,松辽平原北部的粘土层,属湖相沉积^[8]。如令字井孔深 75—45m 湖相粘土层,年龄 1.87—0.8Ma 前,属早更新世晚期,气候发生湿凉—温湿的变化,湖沼发育,沉积了约 30m 厚的湖相粘土层。孔深 45—20m 湖相粘土层,年龄 0.8—0.2 Ma 前,属中更新世,气候曾发生了干冷—温湿—冷湿—温湿的变化,湖沼发展,沉积了约 25m 厚的湖相粘土层。同时,根据 7901 孔粘土矿物组合,以及磁性地层、孢粉组合和岩相对比,所反映的古环境,两孔非常近似。

此外,利用两孔地磁极性年表(图 4)所给定的年代,计算出这段厚层粘土层的沉积速率(表 1)平均为 3—4 cm/ka。从沉积速率来看,两孔近似。粘土层上部粒度稍变粗,沉积速率稍有增大。从总的来看,反映出大湖长期处于较为稳定的沉积环境中。

表 1 松辽平原北部湖相厚层粘土层沉积速率

地 点	时 代	时 间	厚 度 (m)	平均沉积速率 (cm/ka)
乾安县令字 井 孔	中更新世	松山反向极性时结束—布容正向极性时 (0.73—0.2Ma)	25	4.72
	早更新世	奥都维极性亚时开始—松山反向极性亚时结束 (1.87—0.73Ma)	30	2.63
大 庆 7901孔	中更新世	松山反向极性时结束—布容正向极性时 (0.73—0.2Ma)	21	3.96
	早更新世	尼留旺极性亚时结束—松山反向极性时结束 (2.01—0.73Ma)	40	3.13

由此可见,在松辽平原北部的中心,自上新世至更新世,各地层单位之间沉积间断有的时限较短,地层以假整合或整合接触,反映更新世时期,有些地区沉积环境较稳定,仅75 m的地层,就记录了近2Ma 以来的大量地质历史事件。

松辽平原在更新世时期,并非只在中更新世是个大湖盆,而远在早更新世,松辽平原的湖盆已具有相当规模。周围东、西辽河、洮儿河、嫩江、松花江等河流流向湖盆,呈向心状水系。其东北方向有一出口,从松嫩平原与三江平原的同一阶地沉积物对比和分析,可知松花江在中更新世之前,从湖盆的这一出口向东北方向流向三江平原^[9]。

四、松辽平原厚层粘土层的年代

近年来,对平原许多钻孔岩芯的厚层粘土层进行磁性研究,仍以令字井孔和7901孔为例(图4),综观岩芯,令字井孔以第7层及7901孔以第8层为界,下部为反向磁化,中间夹有几个正向磁化带;上部以正向磁化为主。从地层沉积上看,令字井孔第7层,7901孔第8层以下的反向磁化带和以上的正向磁化带都代表了一段相当长的时间。因此第7层、第8层不可能是两个地磁性亚时的过渡层,而是两个地磁极性时的过渡层。此外,从两孔厚层粘土层的沉积速率来看(表1),显然彼此之间非常接近,这种沉积速率一致表明是两个地磁极性时的过渡层是没有多大疑问的。综合已有的地质资料来看,它应当是由松山反向极性时转变为布容正向极性时的过渡层,其年代为0.73Ma,而不可能是更老的极性时的过渡层。据此磁性地层研究,令字井孔80—20m,7901孔75—11m以内的岩芯置于松山反向极性时与布容正向极性时之中。令字井孔深43m处和7901孔深29m处,置于松山反向极性时与布容正向极性时的分界线上,年龄为0.73Ma。令字井孔深47—49m和7901孔深34—37m处出现了查拉米洛极性亚时,年龄为0.90—0.97Ma。令字井孔深67—75m和7901孔深47—66.5m处出现奥都维极性亚时,年龄为1.67—1.87Ma。令字井孔深75m为厚层粘土层的底界出现了奥都维极性亚时的结束,其底界年龄为1.87Ma。而7901孔深72m为厚层粘土层的底界出现了尼留旺极性亚时的开始,其底界年龄为2.01Ma。

由此可见,钻孔揭露的湖相厚层粘土层的年代,如令字井孔深20—45m和7901孔深11—29m的粘土层,其时限0.9—0.2Ma前,属中更新世。令字井孔深45—75m和7901孔深29—72m的粘土层,其时限为1.87—0.73Ma前,后者为2.01—0.73Ma前,属中更新世中晚期。所以,松辽平原北部的厚层粘土层属穿时性沉积^[10],并非均属中更新世时期的沉积。

五、松辽平原更新世地层的划分

根据生物地层、气候地层、岩石地层、磁性地层、同位素地质测年,以及地貌发育的相关沉积,综合考虑划分第四纪地层。

1. 更新统地层的下限问题

根据上述依据,以及国际第四纪研究关于第四纪下限问题的最新研究成果,确定松辽平原的第四纪下限^[11,12]。松辽平原北部中心,晚新生代地层沉积比较连续,即使出现沉积间断,有些地区时限较短。而更新世时期有些地区沉积环境稳定,地层连续,是划分第四纪地层的有利条件。第四纪地层下伏为上新世泰康组地层。其孢粉组合,如令字井孔深80m以下,大庆7901孔75m以下,以松-落羽杉-云杉组合,反映新第三纪时亚热带、暖温带植被特征。至80m

或 75 m 附近,孢粉组合中木本植物减少,草本植物增加,但还残留有第三纪植物成分。令字井孔深 80—75 m,大庆 7901 孔深 75—72 m 的早更新世灰白色砂砾石层中,出现了喜冷孢粉组合特征,第三纪残留植物成分没有了,反映古气候变得冷、干。显然,在令字井孔深 80 m,大庆孔深 75 m 附近是划分地层界线。在磁性地层,7901 孔深 75 m 处为松山反向期和高斯正向期的界线,年龄 2.48 Ma。从岩石地层上看,在令字井孔 80 m 以下,7901 孔 75 m 以下为砂砾岩或泥岩。其上为岩性更加松散的地层。从地文发育和相关沉积来看,新第三纪上新世时大小兴安岭被夷平,形成布西期夷平面。东部山地相对高度显著降低,松辽平原隆起区也遭受侵蚀剥蚀,低洼地区接受剥蚀区物源搬运而来的堆积。因此,在上新世末以前,大小兴安岭被夷平,剥夷物充填松辽盆地。上新世末至第四纪初,大小兴安岭和松辽平原隆起区继承性上升和隆起。平原中的上新世地层遭受短间断的侵蚀剥蚀。而在大兴安岭山前的布西期夷平面和山麓面随之抬升。同时山前洼地沉积的上新世地层也遭受侵蚀剥蚀。因此,在山前地带出现约 1 Ma 以上的沉积间断,甚至早更新世早期的地层缺失。目前钻孔岩芯的磁性地层的特征,便可真实地反映出这一客观规律。

综上所述,松辽平原第四纪下限应置于松山反向期与高斯正向期分界线附近,即令字井孔深 80 m,大庆 7901 孔深 75 m 为第四纪的底界,年龄为 2.48 Ma。

2. 松辽平原第四纪地层的划分

根据前述第四纪地层划分的依据,以令字井孔和 7901 孔的岩芯柱子为例(图 4),两孔的第四纪地层层序沉积相基本相同,自下而上可划分为:(1)灰白色砂砾石层,位于令字井孔深 80—75 m,年龄大于 1.87 Ma。7901 孔深 75—72 m,年龄 2.48—2.01 Ma。时代为早更新世早期(Q_1^1)。但根据原白土山剖面而建组的“下更新统”白土山组地层,经热释光测年为 0.81 ± 0.042 Ma 和 0.85 ± 0.13 Ma 前,综合古地磁测年,其年龄为距今 1—0.8 Ma。所以,真正代表松辽平原北部早更新早期的地层,应是厚层粘土层下伏的厚度仅数米,乃至数十米的灰白色砂砾石层。因此,若继续沿用白土山组,但已不是根据原白土山剖面而建组的白土山组了。如更名,建议命名为乾安组。

(2)灰、黄绿色粘土层,位于令字井孔深 75—45 m,年龄 1.87—0.9 Ma 前;7901 孔深 72—37 m,年龄 1.87—0.97 Ma 前,时代属早更新世晚期(Q_1^2)。结合地层的沉积旋回,将其上覆的厚 2—5 m 的粉细砂层,划归同一个组。根据极性柱用内插法和沉积速率推算,年龄为距今 1.87—0.8 Ma。该层建议命名为令字井组。

(3)灰、黄绿色粘土层,与下伏粘土层之间有薄砂层夹层,呈假整合或整合接触。令字井孔深 45—20 m,年龄 0.90—0.2 Ma 前;7901 孔深 32—11 m,年龄 0.8—0.2 Ma 前,时代属中更新世(Q_{11}),建议采用徐衍强命名的林甸组。而在松辽平原的东北部与其层位相当的一组地层,如哈尔滨地区以流水相为特征的荒山组地层,与其是同时异相。

(4)黄土状亚砂土,覆盖在林甸组(厚层粘土层)之上。位于令字井孔深 20—0 m,7901 孔深 11—0 m,年龄距今 0.2—0.012 Ma。在相当的层位中,埋藏有猛犸象-披毛犀(*Mammuthus-Coeledonta*)动物群化石, C^{14} 年龄距今 0.04—0.012 Ma^[13]。

六、结 语

1. 根据前述的综合标志,将松辽平原的更新世下限置于松山反向极性时和高斯正向极性

时的分界线附近,即令字井孔深 80 m, 大庆 7901 孔深 75 m 处,年龄距今 2.48 Ma.

2. 松辽平原湖相粘土层底部的灰白色砂砾石层,其成因为冲积、湖积,年龄距今 2.48—1.87 Ma,时代属早更新世早期.它的底界为第四纪的下限,建议命名为乾安组.

3. 根据原白土山剖面建立的白土山组地层,其成因为冲积、洪积.经古地磁、热释光的测年结果,其年龄距今 1—0.8 Ma,时代属早更新世晚期,为了保留有影响的经典白土山组,仅在平原西部的大兴安岭山前一带适用.

4. 松辽平原广泛分布的湖相厚层粘土层,属穿时性.在令字井孔深 75—45m,年龄 1.87—0.8 Ma 前,属早更新世晚期.建议命名为令字井组.粘土层上部厚约 25m,年龄距今 0.80—0.2 Ma,属中更新世,称林甸组.

大庆油田水文地质队高振义等同志提供古地磁等分析资料,在此深表感谢.

参 考 文 献

- [1] 全国地层委员会,中国新生界,科学出版社,1963, 26—27.
- [2] 吉林省区域地层表编写组,东北地区区域地层表,吉林省分册,地质出版社,1978, 31—63.
- [3] 黑龙江省区域地层表编写组,东北地区区域地层表,黑龙江省分册,地质出版社,1979, 30—90.
- [4] 裘善文等,冰川冻土, **5**(1983), 2:9—18.
- [5] 裘善文、李风华,冰川冻土, **7**(1985), 3:195—203.
- [6] 张庆云、林泽蓉,长春地质学院学报, 1981, 4:89—96.
- [7] 缪振棣等,地质论评, **30**(1984), 4:357—364.
- [8] 裘善文等,科学通报, **29**(1984), 3:172—174.
- [9] 裘善文等,地理学报, **34**(1978), 3:265—274.
- [10] 张守信,地质科学, 1975, 3:285—292.
- [11] Никифрова, К.В., Проблемы стратиграфии, геохронологии и корреляции отложений четвертичной системы, 1983, 2—51.
- [12] Aguirre, E. and Pasini, G., Episodes, **8**(1985), 2:15—25.
- [13] 裘善文等,地理学报, **36**(1981), 3:315—327.