

## II. ПРИРОДНЕ СЕРЕДОВИЩЕ

Центральну частину регіону, якому присвячена ця книга, займає величезне блюдцеподібне пониження – Поліська низовина. Поліська фізико-географічна провінція лісової зони Європи є значним пониженням, обмеженим з усіх боків підвищеннями. На півночі її межею є Білоруська моренна гряда, на сході – відроги лісової Середньоруської височини. На півдні Полісся дуже чітко обмежене уступом, складеним лесами Волино-Подільської та Придніпровської височин. Менш чітка межа Полісся на Лівобережній Україні, де поліські ландшафти долиною Дніпра сягають майже Кременчука, поступово переходячи в долинні ландшафти лівобережного лісостепу. Поліські ландшафти поширені в Східній Польщі, у межиріччі Західного Бугу й Вісли – Люблінське Полісся [Маринич, 1963, с. 10–12].

Понижений рельєф Полісся сприяє притоку води і заболоченості регіону. Значну роль у його формуванні відіграли льодовик і його води, які зумовили значний розвиток піщаних відкладів. Для природи Полісся характерний низинний, мало розчленований рельєф, велика кількість річок з широкою, але неглибокою долиною, розлогими заболоченими заплавами, добре вираженими піщаними надзаплавними терасами. Вододільні ділянки зберігають залишки моренного рельєфу риського зледеніння. Вітри західного напрямку, пануючі над Поліссям, зумовлюють його достатньо м'який і вологий клімат з поступовим збільшенням континентальності у напрямку із заходу на схід. Соснові та змішані ліси, що суцільно покривали Полісся з початку голоцену, нині в значній мірі поступилися місцем сільськогосподарським угіддям.

Поліська низовина за фізико-географічними умовами ділиться на три підпровінції: північну, східну і південну. Північна підпровінція, або Білоруське Полісся, розташоване на Лівобережжі Прип'яті та Правобережжі Дніпра, характеризується великою потужністю осадових відкладень, сильною заболоченістю, великою кількістю лісів. Східна підпровінція займає Лівобережжя Дніпра і виділяється слабкою заболоченістю, поширенням островів лесоподібних суглинків, відносною континентальністю клімату. Південна підпровінція розташована на південь від Прип'яті і на захід від Дніпра. Вона характеризується меншою потужністю четвертинних відкладів і

відслоненнями корінних порід, меншою мірою заболоченості, м'якішим кліматом.

Північне або Білоруське Полісся, особливо у його північній частині, характеризується нерівним моренним рельєфом, що сформувався внаслідок діяльності льодовиків та льодовикових водних потоків. У період валдайського пізньольодовиків'я (13,5-10 тис. р. тому) термокарстові процеси спричинювали танення похованої у мерзлих ґрунтах криги, що сприяло утворенню глибоких озерних западин між моренними грядами. На півночі Білорусі відомо сотні озер у термокарстових западинах льодовикового походження, більшість яких сформувалася в період часу від кінця Аллереду до кінця Пребореалу. Південь Білоруського Полісся займають великі болота басейну Прип'яті та її допливів. Особливістю геологічного устрою цього регіону є наявність потужних озерних відкладів, які свідчать про існування в басейні Прип'яті у минулому величезних прильодовикових озер.

Водно-льодовикові елементи рельєфу властиві також Східному Полісся, розташованому в межах Східно-Білоруської рівнини Лівобережжя Дніпра. Для його розчленованого рельєфу характерні як моренні пагорби, так і останці, складені з лесових суглинків та супісків. Основна маса мезолітичних пам'яток Полісся пов'язана з уступом піщаної першої надзаплавної або борової тераси Прип'яті, Березини, Дніпра, Сожу, Десни, Іпуті, Беседі, яка сформувалася в Аллереді [Якушко, Махнач, 1973].

Південне або Українське Полісся охоплює всю південну підпровінцію і південь східної. Воно ділиться на шість фізико-географічних областей: 1) Волинську, 2) Житомирську, 3) Київську, 4) Чернігівську, 5) Новгород-Сіверське Полісся, 6) Мале Полісся (Маринич, 1963, с. 113). Південне Полісся менш заболочене і має дещо м'якіший клімат, порівняно з північними територіями. Внаслідок людської діяльності природні змішані ліси поступилися сільськогосподарським угіддям. Інтенсивна господарча діяльність спричинила ерозію піщаних ґрунтів, що призвело до руйнації культурного шару пам'яток, що, в свою чергу, зумовило відкриття численних мезолітичних стоянок.

Прип'ять – одна з головних річок Полісся перетинає низовину із заходу на схід і має довжину 761 км. В широкій річковій долині простежується заплава та дві надзаплавні тераси.

На заплавної рівнині, середня ширина якої коливається від 15 до 8 км, розташовані численні болота, торфовища та піщані дюнні узвищення. Перша надзаплавна або борова тераса складена пісками, простежується уздовж усієї річки та її допливів, має ширину всередньому від 1 до 10 км. Висота тераси над заплавою зростає із заходу на схід від 1 до 7 м. Друга надзаплавна тераса Прип'яті простежується не скрізь. Має висоту над рівнем води у верхів'ях річки 7-10 м, а в її пониззі 10-20 м.

Північніше Поліської низини з південного заходу на північний схід простяглася Білоруська височина, що відділяє Полісся від басейнів Німану та Західної Двіни. Височина сформувалася як крайове утворення останнього льодовика і складається з моренних гряд з численними озерами льодовикового походження між ними. Подібне ж льодовикове походження має Балтійська гряда моренних узвищень, що тягнеться паралельно балтійському узбережжю з північно-східної Польщі через Литву, Латвію до Естонії. Гряди прорізають ріки Німан та Даугава (Західна Двіна), з басейнами яких пов'язано більшість фінальнопалеолітичних та мезолітичних стоянок Литви та Латвії. Одна з головних водних артерій регіону р.Німан. Її довжина 937 км, ширина долини всередньому 2,5-5 км. Простежуються два головні терасові рівні над заплавною рівниною. Спорадично фіксуються і більш високі тераси доголоценового часу.

Території Північної Білорусі, Литви, Латвії, що лежать північніше Поліської низовини мають характерний моренний ландшафт, сформований льодовиком, водними потоками з льодовика, еоловими процесами. Танення похованої в ґрунтах криги (термокарст) протягом Аллереду, Дріасу Ш та Пребореалу призвело до формування величезної кількості озерних западин між моренними грядами. Як і в Поліссі, стоянки прив'язані до краю піщаної першої надзаплавної тераси річок, формування якої відбулося в Аллереді, а також піщаних узвищень в заплаві. Частина пам'яток розташована на берегових терасах великих озер.

На заході Східної Європи відомі великі родовища кременю: верхньоприп'ятське, німанське, житомирське, новгород-сіверське, сожське, які зробили регіон особливо привабливим для людей кам'яного віку. У басейні Верхньої Прип'яті і її допливів відомі численні відслонення конкрецій високоякісного темно-сірого туронського кременю в первинних крейдяних і вторинних моренних родовищах.

Численні відслонення аналогічного якісного кременю з туронського геологічного горизонту відомі в басейні Західного Бугу, на Німані в Литві та у Північно-Західній Білорусі. На Житомирщині є відслонення риських морен, що містять конкреції грубозернистого кременю жовтих і сірих відтінків. У крейдяних відкладах Новгород-Сіверщини, що відкриваються ерозією на дні балок і ярів долини Десни, у великій кількості зустрічається сірий з дрібними білими цятками крейди деснянський кремій. Схожий на нього плямистий сірий кремій поширений у Східній Білорусі. Особливо численні відслонення такої сировини відомі в басейні Сожу. Тому в літературі цей кремій фігурує під назвою сожського.

Полісся та прилегли до нього низинні території є східною частиною зони зандрових Середньоевропейських низовин, що охоплюють величезні простори від Великобританії через північ Німеччини, Польщу, Полісся на Верхню Волгу. Зандрові ландшафти на Верхній Волзі поширені на Мещерській, Балахнінській, Ветлужській, Камсько-Вятській низинах. Ця зона заболочених піщаних низин середньої смуги Європи, що простяглася від Темзи до Верхньої Волги на 3000 км, примикає з півдня до моренної області вюрмського зледеніння. Вона формувалася водно-льодовиковими потоками з льодовика. Наприкінці плейстоцену в межах Північно-Німецької, Польської, Поліської та Верхньоволзької низин, складених переважно пісками льодовикового походження, панували еолові процеси, коли піски перевідкладалися вітром у вигляді параболічних дюн. Дрібна пилова фракція неслася вітром на південь і випадала на південній периферії зандрових низовин, на вищих гіпсометричних відмітках. У передгір'ях Судет, Західних Карпат, на підвищеннях Східноєвропейської рівнини йшло накопичення лесових відкладів, які чітко обмежують зандрові низовини з півдня [Величко, Морозова, 1969, с. 588]. Холодні вітри з льодовика на початку раннього голоцену змінилися вологими й теплими вітрами з Атлантики, що зумовило відносно м'який і вологий клімат Середньоевропейських зандрових низовин у голоцені.

Під впливом і внаслідок цих процесів на зандрових низовинах Європи на початку голоцену склалася єдина природно-ландшафтна зона лісів помірного поясу зі схожими природно-кліматичними умовами. Вони характеризуються низинним малорозчленованим рельєфом, розвитком піщаних відкладів, залишених льодовиком і перевіяних вітром, значною

зволоженістю та заболоченістю регіону, м'яким і вологим помірним кліматом, поширенням соснових та змішаних лісів. Належність до єдиної природно-кліматичної зони в ранньому голоцені створило передумови для поширення на величезних просторах Середньоевропейських рівнин схожих типів господарської діяльності, а також для розселення культурно спорідненого населення.

Зупинимося докладніше на історії клімату, рослинного і тваринного світів зандрових низовин заходу Східної Європи у ранньому голоцені.

Мезолітичній епосі передувала радикальна перебудова природно-ландшафтною обстановки на Європейському континенті. Різке потепління супроводжувалося катастрофічними повенями і радикальними змінами клімату та ландшафтів.

## І. КАТАСТРОФИ ЕПОХИ ТАНЕННЯ ЛЬДОВИКА

Людство протягом трьох мільйонів років своєї історії пережило велику кількість різноманітних катастроф. Були навіть періоди, коли кількість природних негараздів різко збільшувалася. Такою доброю катастрофою для прильодовикової Європи, зокрема її зандрової зони, можна вважати час інтенсивного танення останнього льодовика 14-10 тис. років тому, за некаліброваною шкалою, коли відступаючий на північ льодовик звільнив від криги ложе Балтії (рис. 1). Ця заключна сторінка льодовикової епохи за археологічною періодизацією відома під назвою фінальний палеоліт або епіпалеоліт (Final Paleolithic, Terminal Paleolithic, Epipaleolithic). Вона має численні палеогеографічні термінологічні відповідники – дріасовий період, фінальний плейстоцен, пізньольдовиків'я, пізній чи фінальний гляціал, тардигляціал.

На території України фінальний палеоліт розпочався катастрофічним потоком з Поліського озера, що прокотився долиною Дніпра до Чорного моря. Закінчилася ця епоха відомою Білінгенською катастрофою, коли близько 10300 років до наших днів, за некаліброваною шкалою, холодне Балтійське прильодовикове озеро прорвало крижану греблю в районі Данських проток. Внаслідок раптового зникнення величезного Балтійського холодного басейну сталося різке потепління, і в Європі сформувався сучасний помірний клімат.

Швидке танення льодовиків у фінальному плейстоцені зумовило надходження величезних мас талої води у світовий океан, рівень якого різко підвищився. Це стало причиною затоплення

низинних ділянок суші і утворення сучасних материкових шельфів. Зокрема узбережжя Чорного моря просунулося у північно-західному напрямку на 200-250 км і залило величезні ділянки надчорноморських степів, які в наш час лежать на дні Одеської затоки, між Західним Кримом та гирлом Дунаю. Існує навіть катастрофічна версія раптового затоплення чорноморського шельфу внаслідок прориву через гірську грядку в районі Босфору океанічних вод із Середземного моря [Ryan, Pitman, 1999; Залізник, 2005б, 2008б].

Тривале нарощування маси льодовиків у періоди похолодань, за своєю суттю, було накопиченням величезної потенційної енергії, яка надовго консервувалася в тілі льодовиків у холодні періоди. Потепління призводили до швидкого танення льодовиків, тобто звільнення накопиченої в них потенційної енергії, яка за короткий час переходила в кінетичну енергію бурхливих водних потоків.

Уздовж південного краю льодовика формувалися гігантські гряди фронтальних морен. Маючи висоту до кількох десятків метрів, вони паралельними рядами тяглися на сотні кілометрів уздовж краю льодовикового щита, підпружуючи воду з його танучої поверхні. Як наслідок, в моренній зоні зледеніння, що тяглася на тисячі кілометрів у широтному напрямку через північ Німеччини, Польщу, Білорусію на Верхню Волгу і далі на північний схід, виникали численні прильодовикові озера, які нерідко утворювали цілі каскади між паралельними моренними грядами. У періоди потеплень поверхня крижаного щита інтенсивно танула. Величезні маси води переповнювали озера і, прориваючи моренні загати, утворювали катастрофічні потоки. Потрапляючи в долини річок, грандіозні потоки з льодовика спричинювали потужні гідравлічні удари, які суттєво переформлювали не тільки русла рік, а й борти їхніх долин.

Таким чином, періоди танення та деградації льодовиків супроводжувалися катастрофічними повенями, грандіозними зсувами та селевими потоками, затопленням величезних ділянок материкових шельфів через різке підняття рівня світового океану, що відбувалося внаслідок надходження сотень тисяч кубічних кілометрів води з танучих льодовиків.

Наслідки танення великого льодовика залежали від рельєфу прильодовикових регіонів. Так, територія Німеччини та Польщі мають ухил у північно-західному напрямку. Тому талі води з льодовика накопичувалися біля його підніжжя в Померанії та Польському Помор'ї і стікали

уздовж його краю на захід, в басейн Нижньої Ельби, і далі в бік Північного моря. Оточена узвищеннями Поліська низовина на південному сході має вихід в долину Дніпра, що було передумовою утворення в Поліській западині прильодовикових озер та їх дренажу Дніпром у Чорне море. Останній прорив Поліського прильодовикового озера в долину Дніпра стався наприкінці льодовикової доби [Пазинич, 2007, Залізняк, 2008а, б]. Нещодавно цю важливу для археологів України проблему підняв викладач географічного факультету Київського національного університету ім. Т.Шевченка В.Г.Пазинич – у своїй книзі «Геоморфологічний літопис великого Дніпра» [Ніжин, 2007].

### Полісько-дніпровська повінь

Прип'ятська низовина, якою нині тече р. Прип'ять та її допливи, має форму блюдця, східний край якого обмежували гряди льодовикових морен у районі міста Мозир, що на Нижній Прип'яті. Мозирські морени утворилися в максимум дніпровського (риського) зледеніння приблизно 300-250 тис. років тому. Їхні пасма піднімаються над поверхнею Прип'ятської западини на 30-50 м, перебиваючи вихід на схід, в долину Дніпра, який несе води у південному напрямку до Чорного моря. Фактично мозирська морена тривалий час служила вододілом між басейном Балтійського та Чорного морів. Блюдцеподібна западина на місці сучасної р.Прип'ять та її допливів з природною моренною греблею на сході створила передумови для утворення і тривалого існування Поліського прильодовикового озера (рис. 2).

Концепція Поліського озера та його періодичних проривів у долину Дніпра протягом плейстоцену розроблялася геологами протягом усього ХХ ст. Значний доробок у цю проблематику вніс Д. Соболев [1931], який дійшов висновку, що загальний ухил поверхні Поліської низовини створює умови для стоку води з сучасної долини Прип'яті не на схід, у Дніпро, а на захід, у басейн Західного Бугу. Він же припустив можливість існування в минулому у басейні Прип'яті замкнутого озера. Цю ідею розвивав П. Тутковський, який звертав увагу на поширення в Поліссі озерних відкладів і розробив концепцію озерних лесів [1912]. У другій половині ХХ ст. білоруські дослідники М.Цапенко [1960] та Е.Мандер [1973], спираючись на геологічні дані про наявність потужних плейстоценових озерних відкладів у басейні Прип'яті, визначили приблизні межі Поліського озера, що мало стік в басейн Західного

Бугу у напрямку від Пінська на Брест. На сході озеро підпружувалося в районі м. Мозиря моренною грядою дніпровського зледеніння. Останній прорив озера в долину Дніпра стався, за визначенням згаданих білоруських дослідників, у кінці Валдайського зледеніння. Сліди цього прориву М.Цапенко відшукав за 20 км на південний схід від Мозиря, біля білоруського села Юровичі на Нижній Прип'яті (рис. 2).

В.Г.Пазинич [2007, с.108-118] не тільки узагальнив напрацювання попередників, а й зробив власний суттєвий внесок у розвиток концепції Поліського прильодовикового озера. Зокрема він вважає, що це озеро протягом плейстоцену та голоцену виникало і дренивалося в долину Дніпра неодноразово, таким чином суттєво впливаючи на формування долини головної річки України. При чому останній пізньовалдайський прорив не був наймасштабнішим. Західний край озера В.Г.Пазинич розміщує в районі нижньої течії р.Стоход (де абсолютна висота сягає 143 м над рівнем моря), з якої відбувався стік надлишків озерної води у Західний Буг. Окресливши межі водойми по цій гіпсометричній відмітці (рис. 2), дослідник отримав приблизні межі озера: 300 км із заходу на схід (від гирла р.Стоходу до с. Юровичі), та 130 км в меридіональному напрямку, при максимальній глибині більше 20 м у східній частині водойми. Отже, озеро було відносно неглибоким, зате мало величезну площу і накопичило великі маси води з танучих льодовиків. Якщо взяти за середню глибину водойми 10 м, то виявиться, що обсяг води в ній сягав приблизно 400 кубічних кілометрів.

Придніпровська низовина, якою тече Дніпро, є реліктовою западиною на місці древнього палеогенового моря. Як зазначалося, протягом плейстоцену долина Дніпра зазнала кількох потужних гідралічних ударів внаслідок прориву Поліських прильодовикових озер, що утворювалися в Прип'ятській западині в різні періоди льодовикової доби.

Зрозуміло, що прорив сотень кубічних кілометрів води в Дніпро мав катастрофічні наслідки як для його долини, так і для її мешканців. Наприкінці льодовикової доби потужний гідралічний удар викинув через проривне гирло в моренній гряді біля с. Юровичі на Нижній Прип'яті величезну кількість моренного матеріалу (піску, гравію, глини). В.Г.Пазинич відшукав сліди цієї дельти прориву Поліського озера на знімках з космосу [Пазинич, 2007, с. 112- 113]. На них видно пасма моренного

матеріалу, що простяглися від гирла прориву озером моренної запруды біля с. Юровичі майже на 100 км у південно-східному напрямку, в долину Дніпра (рис. 2). Внаслідок занесення матеріалом з дна озера русла ріки, річище Дніпра було відсунуто на 10-12 км східніше. У наш час старе русло Дніпра являє собою систему боліт, які з'єднує невеличка річка Брагинка, що впадає у Київське море між гирлами Дніпра та Прип'яті.

Насичена піском, гравієм, глиною величезна маса води з Поліського озера покотилася долиною Дніпра на південь, у Чорне море, руйнуючи схили терас і полишаючи на дні долини потужні відклади піску, гравію, глини. Геоморфологи бачать сліди цього руйнівного потоку в рельєфі сучасної долини Дніпра. Зокрема, на думку В.Г.Пазинича, слідами селевого потоку з Полісся є багатокілометровий піщаний масив у заплаві правого берега Дніпра нижче Києва. У наш час на ньому розташовані села Чапаївка, Підгірці, Таценки та елітне дачне містечко Конча-Заспа [Пазинич 2007, с.261-269]. Сліди цієї ж катастрофічної події дослідник бачить у гирлі р.Самари під Дніпропетровськом.

Катастрофічний потік з Полісся міг бути одним із важливих факторів формування Ігренського півострова, що в гирлі Самари, на східній околиці Дніпропетровська. Відомий у науці численними землянками доби мезоліту півострів має гранітну основу, вкриту кількома метрами намитих річковим потоком алловіальних пісків. Піски були нанесені ще у кінці льодовикової доби, про що свідчать зуби мамонтів, знайдені у білому стерильному піску, в який були впущені котловани жител найдавніших мешканців півострова – мезолітичних мисливців 9-8-го тисячоліть до наших днів [Телегін, 2002; Залізник, 2005, с.76-79]. Досить вірогідно, що поліський потік фінального плейстоцену намів принаймні якусь частину ігренських пісків. Тим більше, що сліди цього потоку В.Г.Пазинич [2007, с.242-261] відзначає поруч з Ігренським півостровом у гирлі р. Самари. Інакше кажучи, гранітна основа Ігренського півострова опинилася на шляху потоку і була замита кількома метрами алловіальних пісків в процесі грандіозної повені.

Схожу генезу, вірогідно, мали піщані відклади островів Кізлевий, Шулаїв, Сурський та ін. у порожистій частині Дніпра. До їх затоплення Дніпрогесом вони являли собою гранітну скелю («голову») з довгим піщаним «хвостом». Про давній вік піщаних шлейфів островів свідчать численні стоянки доби мезоліту та неоліту на них. Особливо показовими є матеріали стоянки №5 на

пісках острова Сурський. За типологією виробів пам'ятка датується не пізніше рубежу плейстоцену та голоцену. Цей факт, а також відсутність на острові більш ранніх знахідок, свідчить на користь утворення піщаного шлейфу острова у самому кінці палеоліту.

Можливо тим же потоком з Полісся, і у той же час, утворено піщаний шлейф південної частини острова Хортиця в Запоріжжі.

Катастрофічна повінь з Полісся, на думку В.Г.Пазинича [2007, с. 336-338], сформувала неподалік від гирла Дніпра під Херсоном відомі Олешківські піски. При проходженні через Надпоріжжя потужний потік набув імпульсивного характеру. Це пояснюється тимчасовим блокуванням насиченої піском води на гранітних порогах вузької долини Дніпра в місцях прориву ріки через кристалічний масив. Імпульси потоку з Поліського озера вихлюпувалися з русла Дніпра поблизу дельти. Внаслідок розтікання окремих вихлопів потоку по рівнині течія різко сповільнювалася і тверда фракція випадала на поверхню, формуючи характерні піщані язика на Олешші. Так на південь від гирла Дніпра утворилося п'ять (за іншими даними сім) піщаних арен. Вони перекрили суглинки більш давньої рівнини і місцями піднімаються над нею на кілька метрів.

Датувати час катастрофічної повені, що прокотилася долиною Дніпра з Полісся до Чорного моря дозволяють археологічні пам'ятки, розміщені безпосередньо на піщаних відкладах потоку [Залізник, 2008а, 2008б]. Раннім мезолітом (9,5-8 тис. р. тому) датуються стоянки кудлаївської культури Білосороки [Исаенко, 1976, с.16, 46] на Нижній Прип'яті та Таценки [Залізник, 1976; 1984, с.36-40] південніше Києва. Мезолітом датується стоянка Ігрен 8 та численні пам'ятки Олешківських пісків [Оленковський, 1984, с.75-90]. Отже, подія сталася раніше початку голоцена. Про це ж свідчать знахідки фінальнопалеолітичних речей на полишених поліським потоком пісках південніше Києва, біля с.Чапаївка (свідерський наконечник) [Телегін, 1966, с.102, рис. 2, 15] та біля с.Підгірці (азильський сегмент) [Залізник, 1981, с.10, рис. 37]. Аналогічний сегмент фінальнопалеолітичного часу походить з Нової Каховки на Олешківських пісках.

На час дренажу Прип'ятського озера вказують знахідки типових знарядь свідерської культури (11 тис. р. тому) на піщаних узвищеннях над Середньою Прип'яттю, де колись розміщувався центр озера. Зокрема вони знайдені поблизу с.Дорошевичі та с.Лясковичі [Исаенко, 1976, с.16,

46-49; Залізник, 2008а, рис. 3, 12]. А біля с.Мойсейовичі, на піщаному пагорбі при впадінні р.Уборть в Прип'ять знайдені не тільки свідерські, а й більш давні черешкові наконечники типу Красносілля та Лінгбі, які датуються кінцем 12 – початком 11 тис. тому [Залізник, 2008а, рис. 3, 13, 14].

Знахідки показових виробів свідерської культури по Нижній Прип'яті біля сіл Рожавка та Білосорока [Залізник, 2008а, рис. 3, 6-11], на досить низьких гіпсометричних рівнях краю першої надзаплавної тераси річки також свідчать про дренаж озера ще до 11 тисячоліття. Інакше б ці пам'ятки були б змиті селевим потоком з місця прориву.

Великий науковий інтерес являє собою власне місце прориву Поліським озером Мозирської моренної гряди, що розташована за 20 км на південний схід від Мозиря (рис. 2). Води прильодовикового озера промили у довгій гряді заввишки у кілька десятків метрів своєрідні ворота шириною 2,5 км, через які в наш час тече Прип'ять. Безпосередньо у воротах прориву розташоване с.Юровичі, на південно-західній околиці якого на піщаному узвищенні, що на кілька метрів піднімається над заплавою Прип'яті, зібрана виразна серія характерних наконечників [Залізник, 2008а, рис. 3, 1-5] свідерської культури [Исаенко, 1976, с. 16, 46, 47], яка датується 11 тисячоліттям до наших днів. Зрозуміло, що свідерці могли мешкати безпосередньо у воротах прориву озера лише коли його вже не існувало, а по колишньому озерному дну протікала Прип'ять.

Таким чином, виразні свідерські матеріали зі стоянок по Нижній та Середній Прип'яті (Лясковичі, Мойсеєвичі, Юровичі, Дорошевичі, Білосорока), зображені на рис. 3, переконливо свідчать, що в останньому тисячолітті льодовикової доби (11 тис. р. тому) Поліського озера вже не існувало, а його територію усаджувала річка Прип'ять з допливами.

Визначення точної дати прориву Поліського прильодовикового озера в долину Дніпра є справою майбутнього. Разом з тим, можна припустити, що цю катастрофічну подію стимулювало надходження до озера великої кількості води. Адже греблі рвуть великі повені. На нашу думку, спричинити прорив Поліського озера могло потепління Рауніс, що сталося в 14-му тис. до наших днів. З ним пов'язують значні природні зміни в Європі. Саме в цей час вимирають мамонти і небувалого поширення набувають північні олені. Починається доба північного оленя в прильодовиковій Європі або

фінальний палеоліт чи епіпалеоліт [Залізник, 1989; 2005, с.29].

Прямим наслідком Рауніського потепління був відхід Валдайського льодовика на північ від кінцевих морен у Померанії (Північна Німеччина), в Помор'ї (північ Польщі), від брацлавської морени на півночі Білорусі (рис. 1). Деградація льодовика супроводжувалася надходженням величезної маси талої води з крижаного щита в прильодовикові озера моренної зони, що тяглася через північ Німеччини, Польщу, на Полісся і далі на Верхню Волгу. Бурхливі потоки талої води з відступаючого льодовика зумовили прорив озером Мозирської гряди і винос величезних обсягів піску, гравію та глини у східному напрямку [Пазинич, 2007, с.113, рис. 3.13]. Це понизило рівень дна східної частини озера, що поліпшило стік води з території колишнього озера не на захід, як раніше, а на схід в долину Дніпра. Так створилися умови для формування сучасного басейну річки Прип'яті, яка власне й утворилася після і внаслідок полісько-дніпровської катастрофи фінального палеоліту. Грандіозна повінь, викликана проривом Поліського озера 14-13 тис. р. тому, була останнім природним фактором, що суттєво вплинув на формування сучасної долини Дніпра в межах України.

Звільнення від льодовика близько 13 тис. р. тому Південної та Південно-Східної Балтії, в процесі чого сталося осушення, дренаж величезної кількості прильодовикових озер, в тому числі Поліського, створило умови для заселення людиною безкраїх зандрових низин, що тяглися уздовж краю льодовика від Англії до Німану, Верхнього Дніпра та Верхньої Волги. Однак придатними для мешкання людей Середньоевропейські низини (Північнонімецька, Польська, Поліська, басейн Німану) стали не одразу, а лише в середині фінального палеоліту (або дріасового періоду) близько 12,5-12 тис. р. тому.

Палеогеографічні дані свідчать, що у ранньодріасовий час Середньоевропейські зандрові низини, внаслідок спричиненої деградацією льодовика зміни водного режиму, перетворилися в непридатну для життя, заозерену арктичну пустелю з надзвичайно суворим кліматом. Сучасна гідросистема лише починала формуватися, і недостатній вріз русел річок заважав дренажу зандрових рівнин. Інтенсивне танення льодовика в умовах низинного рельєфу зумовлювало заозерення та заболочення низинних територій, які були непридатними для життєдіяльності людей.

Зокрема подібна ситуація реконструйована палеогеографами для початку дріасового періоду в Поліссі [Вознячук, 1973, с.62; Якушко, Махнач, 1973, с.79].

Поліпшення природно-кліматичних умов на задрових низинах, зокрема в Поліссі, сталося лише в середині фінального палеоліту. Поглиблення річкових долин в Аллереді, сприяло дренаванню низинних територій, а також спричинило формування сухих піщаних борових терас, придатних для влаштування стоянок. Беллінзьке і, особливо, Аллередське потепління 12 тис. р. тому сприяли розвитку рослинності на звільнених від льодовика задрово-моренних рівнинах і поширенню далеко на північ численної популяції північних оленів.

### Біллінгенська катастрофа

Вже говорилося про тисячі великих і малих озер, що в кінці льодовикової доби утворилися уздовж підніжжя танучого льодовика і живилися талими водами з його поверхні. Найбільшим з них було не згадане Поліське, а Балтійське прильодовикове озеро, яке в останнє тисячоліття льодовикової епохи займало ложе сучасного Балтійського моря (рис. 1).

Відступ південного краю Скандинавського льодовика з Південної та Південно-Східної Балтії, що розпочався 14 тис. р. тому і спричинив прорив Поліського озера в долину Дніпра, призупинився приблизно через три тисячоліття. На початок 11 тисячоліття до наших днів його південний край стабілізувався на півдні Скандинавського півострова, а східний – на території Фінляндії (рис. 1). Величезний крижаний язик перегородив гирло Балтії на півдні Швеції. Гігантська крижана гребля відокремилася Балтійський басейн від Світового океану і стала причиною утворення холодного Балтійського озера біля підніжжя Скандинавського льодовика. Воно живилося холодними льодовиковими водами і мало стік на схід, у Біле море. За північний берег водойми правила суцільна крижана стіна. Від неї відколювалися айсберги, що плавали Балтійським льодовиковим озером, рівень якого був на 20-30 м вищим за рівень світового океану [Долуханов, 1969].

Величезний холодний басейн на півночі Європи зумовив надзвичайно холодний і сухий клімат північніше Альп, Карпат, надчорноморських степів. Цей холодний і сухий період фінального гляціалу відомий під назвою Діас III і датується 11800-11300 тис. р. тому за некаліброваною шкалою. Безкраї низини середньої смуги Європи від Англії на заході до

Верхньої Волги на сході займали холодні тундро-степи, заселені незчисленими стадами північних оленів. Панівне становище у фауні та в мисливському господарстві тундрового оленя в останні тисячоліття льодовикової епохи дало підстави назвати фінальний палеоліт добою північного оленя [Залізняк, 1989].

Кінець льодовикової доби ознаменувався драматичними подіями, відомими як Біллінгенська катастрофа. Назва походить від гори Біллінген на півдні Швеції, де ще у XIX ст. було виявлено гігантське сточище, яке виявилася наслідком прориву вод Балтійського озера в Атлантичний океан. Танення льодовика призвело до руйнації крижаної греблі, що відділяла Атлантику від Балтії, і швидкого дренажу в океан переповненого льодовиковими водами озера, рівень якого за рік понизився на 30 м і зрівнявся з рівнем Світового океану. Теплі й солоні води Атлантики проникли в Балтійський басейн, і холодне озеро перетворилося у відносно тепле солоне море.

Утворення теплого Балтійського морського басейну спричинило різке пом'якшення клімату над Європейським континентом, стимулювало подальший відступ льодовика, який у горах Норвегії проіснував ще 2 тисячі років до остаточного свого зникнення.

Деградація Скандинавського льодовика спричинила зникнення зони високого тиску над Скандинавією. Скандинавський антициклон зумовлював холодний сухий і різкоконтинентальний клімат у прильодовиковій Європі через постійні холодні вітри з льодовика. Його зникнення призвело до встановлення сучасної циркуляції повітряних мас над Євразійським континентом. На зміну холодним і сухим вітрам з льодовика прийшли теплі й вологі повітряні маси з Атлантики [Хотинський, 1977, с.183]. Різке пом'якшення клімату зумовило радикальну перебудову природного середовища.

Біллінгенська катастрофа знаменувала кінець льодовикової доби (плейстоцену) та початок післяльодовиків'я – голоцену. За археологічною періодизацією ця подія розмежовує в Європі палеоліт і мезоліт.

Геологам вдалося визначити дату Біллінгенської катастрофи шляхом підрахунку стрічкових глин на дні льодовикових озер Південної Скандинавії. Спочатку роком прориву крижаної греблі льодовиковими водами визнали 8213 р. до н.е. Пізніше цю дату переглянули у бік подавлення на 430 років, що дає підстави поглибити в часі і початок голоцену [Matiskainen, 1996, p.252]. А новітні дослідження

крижаного щита Арктики та рифових утворень світового океану дають підстави для подавлення початку голоцену більш ніж на 1500 років, порівняно з конвенційними радіокарбовоними датами.

Внаслідок потепління безкраї холодні тундростеми прильодовикової Європи швидко заросли сосново-березовими лісами. Замість північного оленя поширилися нестадні лісові копитні: лось, тур, благородний олень, косуля, кабан. Тундрові олені відійшли далеко на північ до Льодовитого океану. Слідом за ними на звільнені від льодовика обшири рухалися первісні колективи, що спеціалізувалися на промислі оленів.

Однак найважливішим наслідком доби катастроф кінця льодовиків'я (13,5–10,3 тис. р. тому за некаліброваною шкалою) була різка трансформація природної обстановки північної півкулі. На зміну холодному, різкоконтинентальному клімату прильодовиків'я прийшов помірний, відносно теплий клімат сьогодення. Відбулася зміна геологічних та історичних епох. Плейстоцен змінився голоценом, а на зміну палеоліту прийшов мезоліт – доба лучних мисливців лісів післяльодовикової Європи. Внаслідок швидкого танення льодовиків піднявся рівень Світового океану, що призвело до затоплення материкових шельфів і суттєвого зменшення площі материків, в тому числі Європи. Зокрема в межах України водами Чорного моря затоплені величезні степові простори між Кримом та гирлом Дунаю. Внаслідок дренажу Поліського озера величезні низинні простори басейнів Прип'яті та Верхнього Дніпра були заселені мисливцями на північного оленя свідерської та красносільської культур, нащадки яких близько 10 тис. років тому заселили лісову смугу півночі Східної Європи від Балтії до Північного Уралу.

Таким чином, масштабні природно-кліматичні зміни фіналу льодовикової доби, що супроводжувалися грандіозними катаклізмами, сформували сучасні контури Європи, створили природні передумови для заселення півночі континенту, заклали підвалини його етнокультурної карти.

## 2. ПРИРОДНІ УМОВИ У РАНЬОМУ ГОЛОЦЕНІ

Низини заходу Східної Європи з Поліссям у центрі, що, по суті, були східною частиною Середньоевропейських низин, у фінальному плейстоцені і ранньому голоцені розвивалися в природно-кліматичному відношенні тими ж шляхами, що й Північно-Німецька та Польська

низовини. На безкраїх просторах лісової зони Північної Євразії встановлені синхронні етапи розвитку природи, тісно пов'язані із згасанням льодовикових явищ у Північній півкулі [Хотинський, 1977, с. 57, 184]. Ці кліматичні злами збігаються з основними рубежами схеми розвитку рослинності Блітта-Сернандера, розробленої в кінці XIX ст. на палінологічних матеріалах Прибалтики [Blitte, 1896].

Спільний напрям розвитку природних процесів наприкінці плейстоцену і початку голоцену в Європі – це перехід від однорідних гіперзональних прильодовикових безлісних ландшафтів до сучасних різко диференційованих ландшафтних зон. Унаслідок потепління і зволоження клімату відбулася деградація відносно однорідної перигляціальної ландшафтної зони, бурхливий розвиток лісової рослинності та становлення трьох основних рослинних зон помірного поясу Європи – лісової, степової, тундрової [Хотинський, 1977; Долуханов, 1977, с. 14].

Прогресуюче потепління в кінці плейстоцену – на початку голоцену не було поступовим і рівномірним, а носило стрибкоподібний характер, зумовлений пульсаціями скандинавського льодовика. У цей час простежується декілька потеплень, що змінювалися періодичними похолоданнями, обумовленими новими наступами льодовика в південному напрямі. Причому якщо потепління стають все більш інтенсивними, то сила похолодань поступово слабшає. Так, у фінальному плейстоцені, після потужного похолодання Дріас I, настало слабке потепління Беллінг, що змінилося дуже холодним періодом Дріас II, за яким настало інтенсивне потепління Аллеред, що змінилося відносно холодним і коротким Дріасом III. Могутнє половецьке потепління на початку голоцену змінилося невеликим похолоданням у кінці Пребореалу [Хотинський, 1977, с.40], а потім новим потеплінням в Бореалі, що досяг максимуму в Атлантикумі (Таблиця).

Причини цих пульсуючих змін клімату в Північній Європі не завжди прямо пов'язані з пульсацією льодовиків Скандинавії, але дуже часто зумовлені змінами рівня Балтики, що супроводжували етапи деградації льодовика. Важливу роль в трансформації клімату відігравали суттєві зміни у циркуляції повітря над Європою. Так, пребореальний, бореальний і атлантичний періоди розвитку клімату і рослинності на Середньоевропейських низовинах тісно пов'язані з юддієвою, анциловою та літориновою стадіями розвитку Балтії.



**Таблиця.**  
**Періодизація фінального плейстоцену та раннього голоцену**

	<i>V.P.</i>	<i>BC (cal)</i>	<i>Період</i>	<i>Епоха</i>
	7 000 р.	5 800 р.	Атлантикум	
	8 000	7 000	Бореал	МЕЗОЛІТ
	9 000	8 000	Пребореал	
1	0 300	10 000	<hr/>	
			Дріас III	
	10 900	11 000	Аллеред	
	11 800	12 000	Дріас II	ФІНАЛЬНИЙ
	12 200	12 500	Беллінг	ПАЛЕОЛІТ
	12 800	13 300	Дріас I	
	13 300	14 000	<hr/>	
			Рауніс	

Як зазначалося, при черговому відступі льодовика на північ води холодного прильодовикового Балтійського озера проривали крижану перемичку, що відділяла його від Атлантичного океану. В результаті цих подій, що сталися близько 8213 р. до н.е. за старою хронологією (за новими даними значно раніше), в Середній Швеції, біля гори Біллінген, рівень Балтійського озера падає на 20-30 м і зрівнюється з рівнем Світового океану. До Балтії починають надходити теплі й солоні води Атлантики, що посилює різке потепління клімату в Північній Європі, пов'язане з черговим відступом льодовика. Так утворилося Іолдієве море, хронологічні рамки існування якого збігаються з Пребореалом [Долуханов, 1977, с. 35-40].

Проте відхід льодовика зумовив ізостатичне підняття земної кори Скандинавського півострова, внаслідок чого піднялося і дно протоки, що з'єднувала Іолдієве море з океаном. Так утворилося Анцилове прісноводне озеро, рівень якого був вищий за рівень океану. У бік останнього воно мало стік, сліди якого прослідкували в Південній Швеції. Анцилове озеро існувало в бореальний період голоцену. Близько 8000 р. тому в результаті прориву перемички в районі Данських проток, рівень

Анцилового озера впав за рік на 13 м, до рівня Світового океану. Так сформувалося тепле Літоринове море, що існувало в Атлантичний період голоцену. У Південній Прибалтиці відмічені сліди кількох трансгресій Літоринового моря [Долуханов, 1969, с. 56].

До чинників, що істотно вплинули на історію клімату Середньоевропейських низовин у ранньому голоцені, відноситься зміна циркуляції повітряних мас над Європейським континентом. Холодний, сухий і різкоконтинентальний клімат кінця плейстоцену значною мірою був зумовлений наявністю стійкого антициклону над скандинавським льодовиком. Тому у цей час над Європою панували холодні й сухі вітри з льодовика [Палеогеографія Європи..., с. 136]. Внаслідок деградації льодовика зникла і зона високого тиску над Скандинавією. На відміну від льодовикової епохи з пануючими сухими і холодними вітрами з півночі і північного сходу, в голоцені над Європою переважають вітри західного напрямку, що несуть вологу і тепло з Атлантики. Але сучасна атлантична циркуляція повітряних мас над лісовою зоною Європи встановлювалася в ранньому голоцені поступово. Так, відносно сухий і прохолодний клімат Північної Європи в Пребореалі, ймовірно, був

зумовлений залишками скандинавського льодовика і антициклону над ним, що продовжував частково блокувати надходження на північ Європи вологих повітряних мас з Атлантики. Остаточне зникнення льодовика відбулося в кінці Бореалу, що зумовило завершення формування атлантичної циркуляції повітря над Північною Європою лише в Атлантикумі [Хотинский, 1977, с. 183].

Усі ці процеси спричинили істотні зміни у рослинному і тваринному світі Середньоевропейських зандрових низовин, зокрема Полісся та басейну Німану, у фінальному плейстоцені і ранньому голоцені. У кінці плейстоцену зандрову зону Європи вкривав холодний і сухий степ з трав'янистою рослинністю і перелісками низькорослих беріз і сосен у долинах річок та інших пониженнях рельєфу. На зміну мамонтовому фауністичному комплексу у фінальному плейстоцені приходять північний олень, який у цей час був основним об'єктом полювання мешканців прильодникового тундростепу.

Різке потепління і зволоження клімату більш як 10 тис. років тому призвело до деградації перигляціального тундростепу з відповідною флорою і фауною і розквіту деревної рослинності в голоцені. Оскільки в ранньому голоцені сучасна диференційована структура лісової зони лише починала складатися, лісова зона всієї зандрової смуги в Пребореалі і Бореалі була досить однорідною [Хотинский, 1977].

**Пребореальний** період голоцену (13000 – 9000 р. тому) характеризується значним потеплінням на початку і похолоданням у кінці, які фіксуються по всій лісовій зоні Європи. Такі представники прильодовикової флори, що деградували в ранньому Пребореалі, як карликові берези, полин, мареві, в другій його половині знов набули деякого поширення. Протягом усього цього періоду значну роль у ландшафтах сучасної лісової зони продовжували відігравати відкриті ділянки, вкриті трав'янистою рослинністю прильодовикових тундростепів. Повсюдно поширилися березові ліси з ділянками сосни. Прохолодний клімат Пребореалу понад усе сприяв розвитку цих порід дерев [Хотинский, 1977, с. 40, 59]. На думку деяких дослідників, у результаті відтавання вічної мерзлоти в цей час набувають поширення заболочені ґрунти, особливо сприятливі для берези і, в меншій мірі, сосни.

**Бореальний** період голоцену (9000–8000 років тому) характеризується подальшим потеплінням, хоча в цілому клімат залишився

досить прохолодним і сухим, оскільки в горах Скандинавії все ще зберігалися залишки льодовика. У помірній зоні Європи повсюдно поширюються ліси, які складаються з сосни, в меншій мірі берези. З'являються широколисті породи дерев. Певну роль у поширенні сосни в Бореалі зіграло пониження рівня ґрунтових вод в Північній Європі у зв'язку з регресією Анцилового озера [Хотинский, 1977, с. 40]. У густих сосново-березових лісах Південної Прибалтики поширилася ліщина. Шкаралупа лісових горіхів у великій кількості знайдена на бореальних мезолітичних стоянках Данії [Долуханов, 1969, с. 71].

**Атлантичний** період (8000–5000 років тому) носить також назву кліматичного оптимуму голоцену, оскільки середньорічна температура в помірній зоні Європи була вищою від сучасної на 2-3°. Унаслідок подальшого потепління клімату остаточно зникає Скандинавський льодовик і встановлюється сучасна циркуляція повітря з Атлантики на Європейський континент. Зволоженню клімату в Європі сприяло також підняття рівня ґрунтових вод у зв'язку з трансгресією Літоринного моря [Хотинский, 1977, с. 40, 183]. Внаслідок потепління і зволоження клімату лісова рослинність в Атлантикумі досягла апогею свого розвитку. Особливо відчутно поширилися в цей час широколисті породи, що потіснили темнохвойну тайгу, яка в Атлантикумі займала в Європі площу втричі меншу ніж зараз.

Деревна рослинність просунулася в цей час на північ на 200-300 км і вийшла на узбережжя Льодовитого океану. У підсумку тундрова зона майже повністю зникла з Євразійського материка. Судячи з наскельних зображень Карелії, в Атлантикумі лісові тварини були основним об'єктом полювання в районах, зайнятих нині лісотундрою. Межа між тайгою і широколистяними лісами проходила на 500–600 км північніше від сучасної [Палеогеографія Європи..., с. 122].

Проте соснові, в меншій мірі березові ліси, будучи реліктами пребореальної і бореальної рослинності, продовжували міцно утримувати свої позиції на піщаних Середньоевропейських низинах, попри поширення широколистяних порід. Пояснюється це тим, що соснові ліси тяжіють до районів бідних піщаних ґрунтів, тоді як листяні породи віддають перевагу плінистим, тому в Поліссі, басейнах Німану та Західної Двіни, починаючи з Бореалу до наших днів, переважає сосна, хоча в Атлантикумі роль широколистяних порід зростає.

Розквіт лісової рослинності в голоцені зумовив поширення в помірній зоні Європи нестатних лісових тварин: лося, тура, благородного оленя, косулі, кабана. Судячи з фауни мезолітичних стоянок Північно-Західної Європи, на початку мезоліту людина полювала на лося, тура, благородного оленя. У атлантичний період основну роль в мисливській економіці грає промисел благородного оленя, косулі, кабана [Petersen, 1973, p. 87; Clark, 1975, p. 191].

Березові ліси і прохолодний клімат раннього голоцену були сприятливим середовищем для зростання чисельності популяції лося. Тур – тварина лісостепу і лісових узлісь – поширилася в пребореальних лісах у зв'язку з розрідженістю останніх і наявністю ділянок реліктового тундростепу. Благородний олень, косуля, кабан особливо широко представлені у фауні стоянок атлантичного періоду, що пояснюється загальним потеплінням і зволоженням клімату, розповсюдженням широколистяних порід.

У зв'язку з несприятливими умовами збереження органічних матеріалів в зандровій смугі Європи, фауністичні залишки на мезолітичних пам'ятках Польської, Поліської низовин, басейну Німану за невеликим винятком нечисленні.

Фінал палеоліту, зокрема Дріас III, характеризувався надзвичайним поширенням північного оленя на півдні Балтії та на заході Східної Європи. Вважається, що на зазначених територіях північний олень лишався об'єктом полювання принаймні до середини Пребореалу. Доказом цього є численні знахідки кісток оленя,

а також знарядь з його рогів у Східній Пруссії (Калінінградська обл. РФ) [Gross, 1938, 1940, 1943; Kozłowski, 1977] та в кар'єрі біля міста Сморгонь в Білорусі [Калиновский, 1983].

Потепління клімату зумовило відхід північних оленів на північ і поширення в регіоні лісових нестатних копитних, які стали головним об'єктом мисливського промислу в Бореалі та Атлантикумі – лось, тур, зубр, благородний олень, кабан, косуля, а також бобер, заєць. Саме про такі зміни в фауні регіону свідчать фауністичні рештки з ранньоголоценових стоянок Звейнієки 2 в Литві [Zagorskis, 1987], Старі Войковичі 5 та Сморгонський кар'єр в Білорусі.

Кістяні вироби з поховання атлантичного часу в Яніславицях (Польща) були виготовлені з кісток турів, благородних оленів, косуль, кабанів і бобрів. Їх аналіз засвідчив, що розміри цих тварин у ранньому голоцені були в середньому більші від сучасних [Lasota-Moskalewska, Kobrin, Swieczynski, 1985, s. 287–309].

Маємо підстави стверджувати, що мезолітичні мисливці заходу Східної Європи належали до господарсько-культурного типу лісових мисливців помірної зони, в основі господарства яких лижав промисел нестатних лісових копитних [Залізник, 1991].

Археологічні матеріали свідчать про наявність на заході Східної Європи стоянок чотирьох мезолітичних культур: кундської, пісочнорівської, кудлаївської, яніславицької. Але їх появі передував період первинного заселення регіону у другій половині фінального палеоліту, приблизно 12,5-10 тис. р. тому.

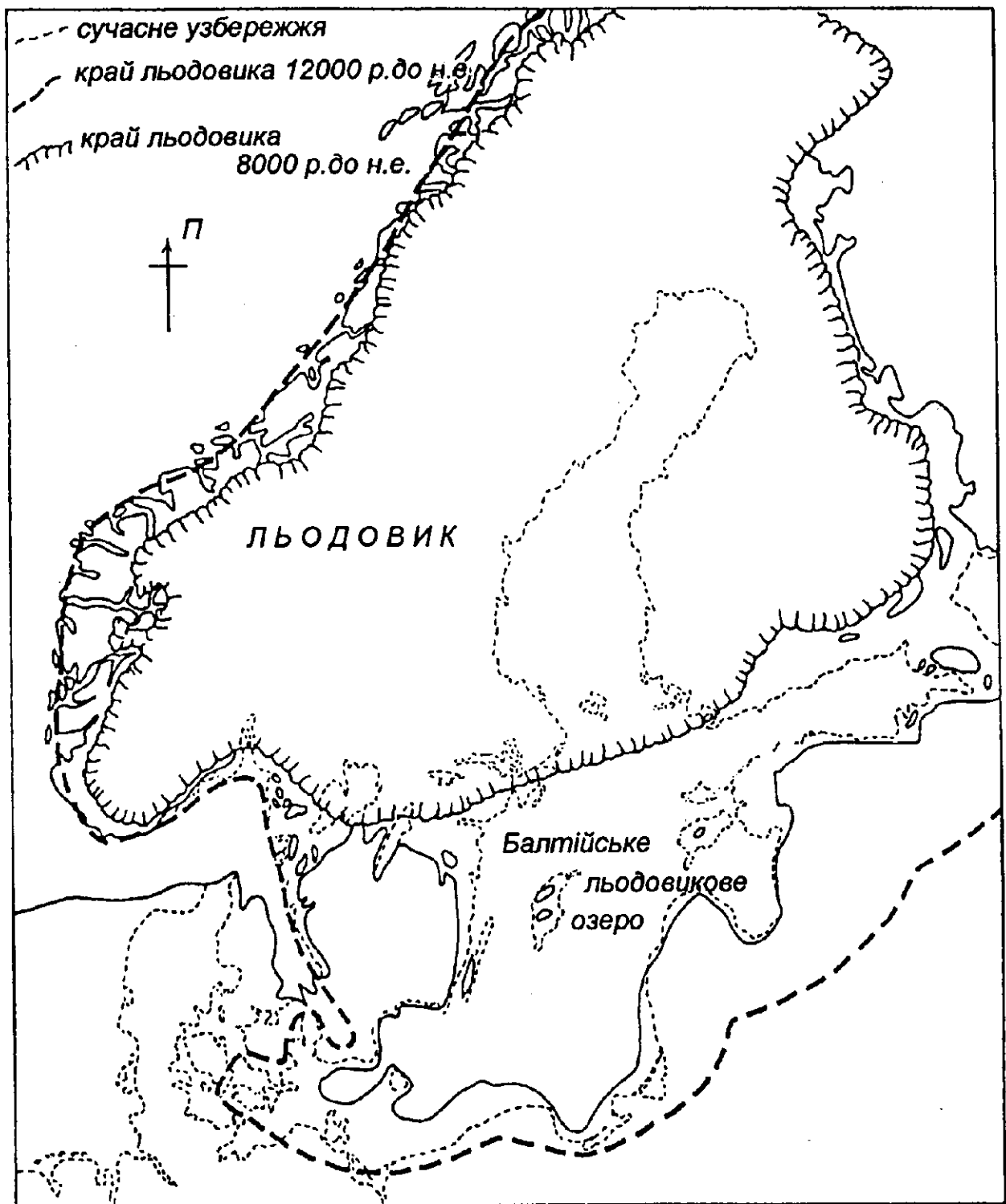


Рис. 1 Балтія у фіналі льодовиків'я.

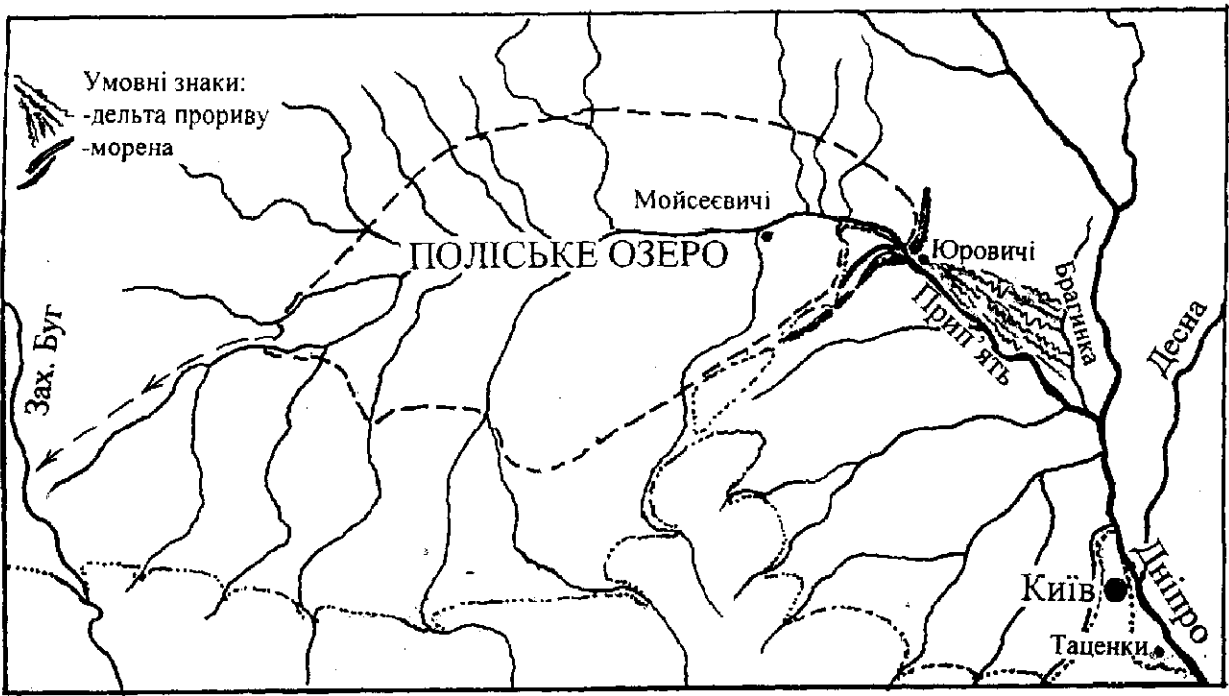


Рис. 2 Поліське прильодовикове озеро 14 тис. р. тому.

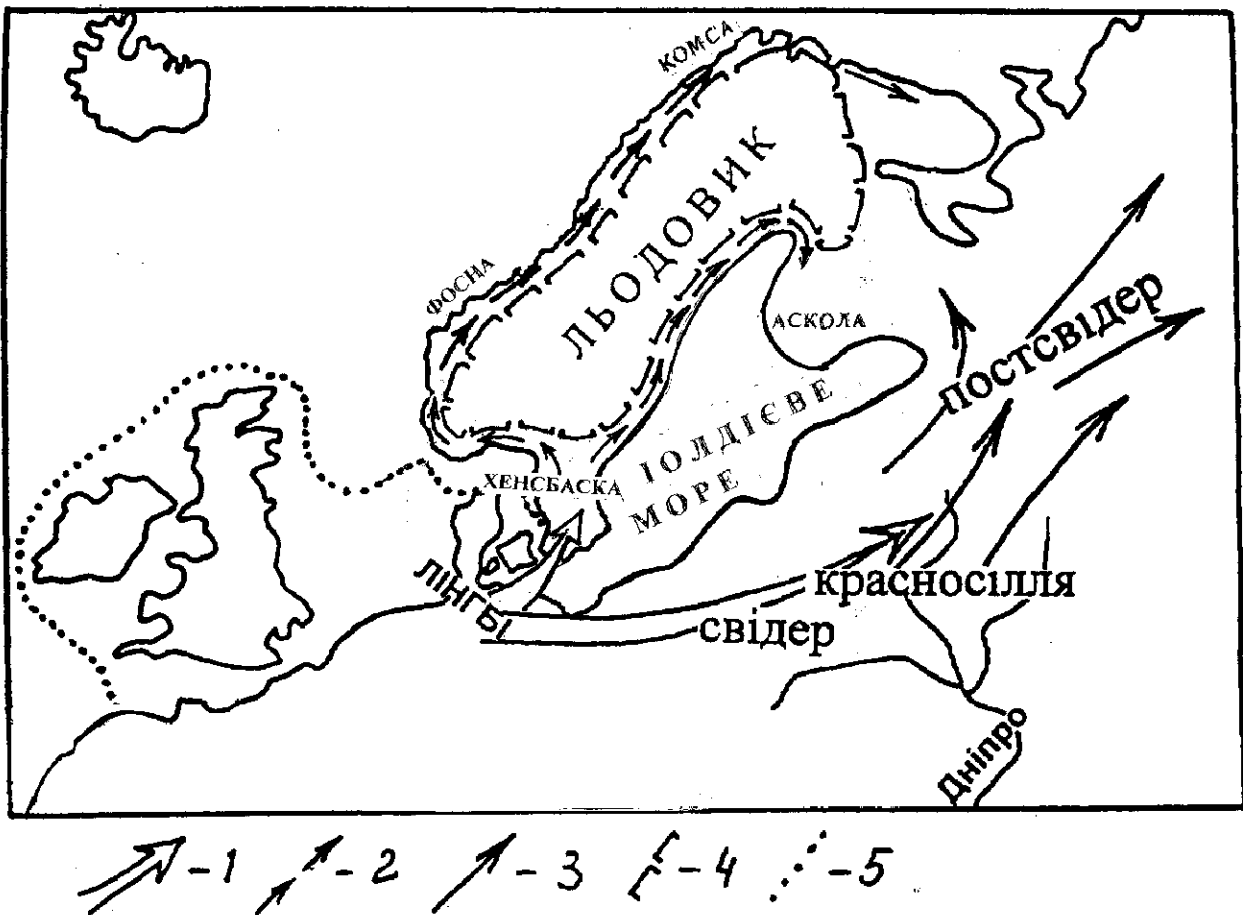


Рис. 3 Карта заселення півночі Європи 11-9 тис. р. тому.

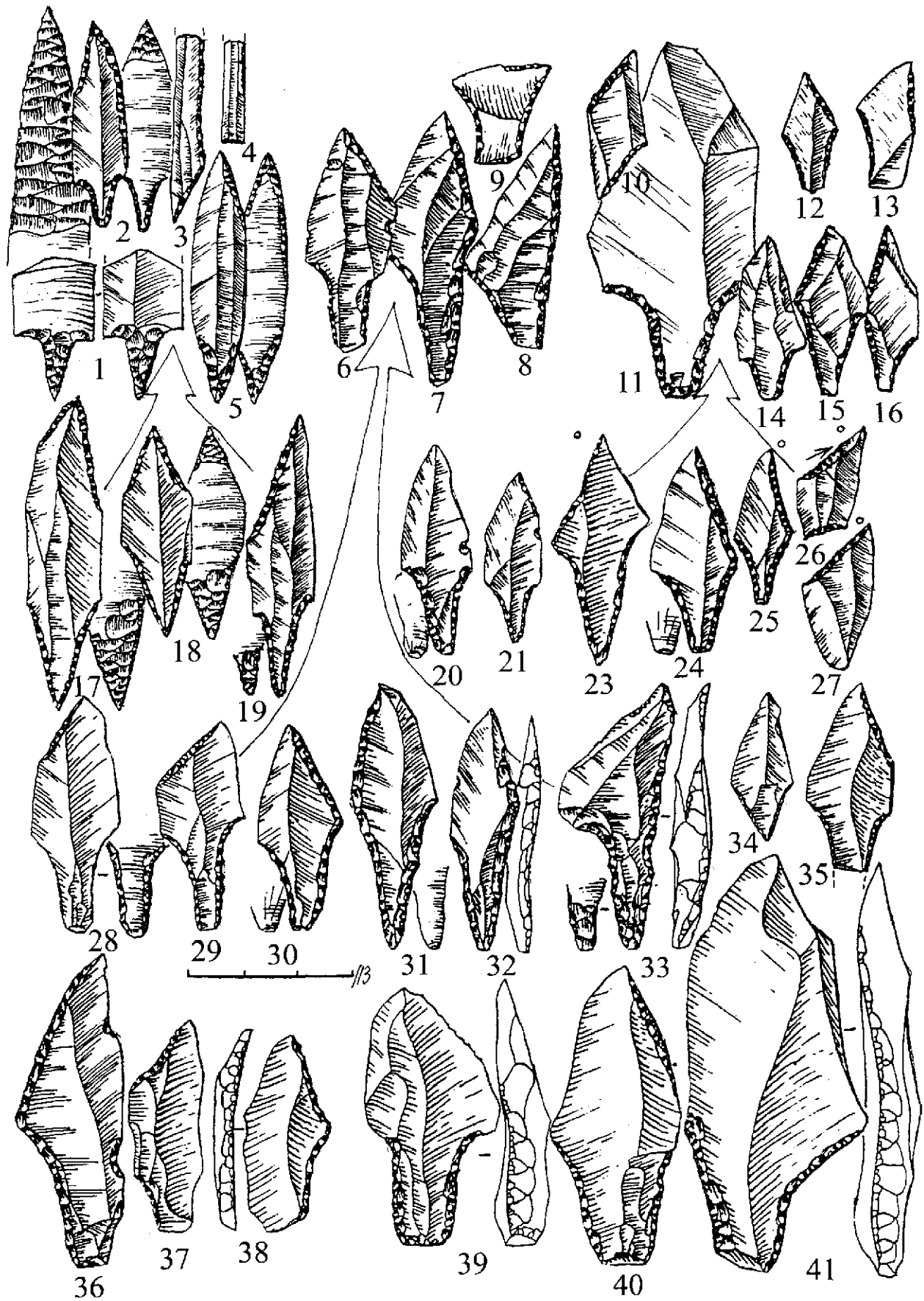


Рис. 4 Наконечники стріл лінгбійської (39-41), гамбурзької (36-38), красносільської (28-35), аренсбурзької (20-27), свідерської (17-19), пісочнорівської (6-9), постсвідерської (1-5) традицій та культур Фосна і Комса Скандинавії (10-16).

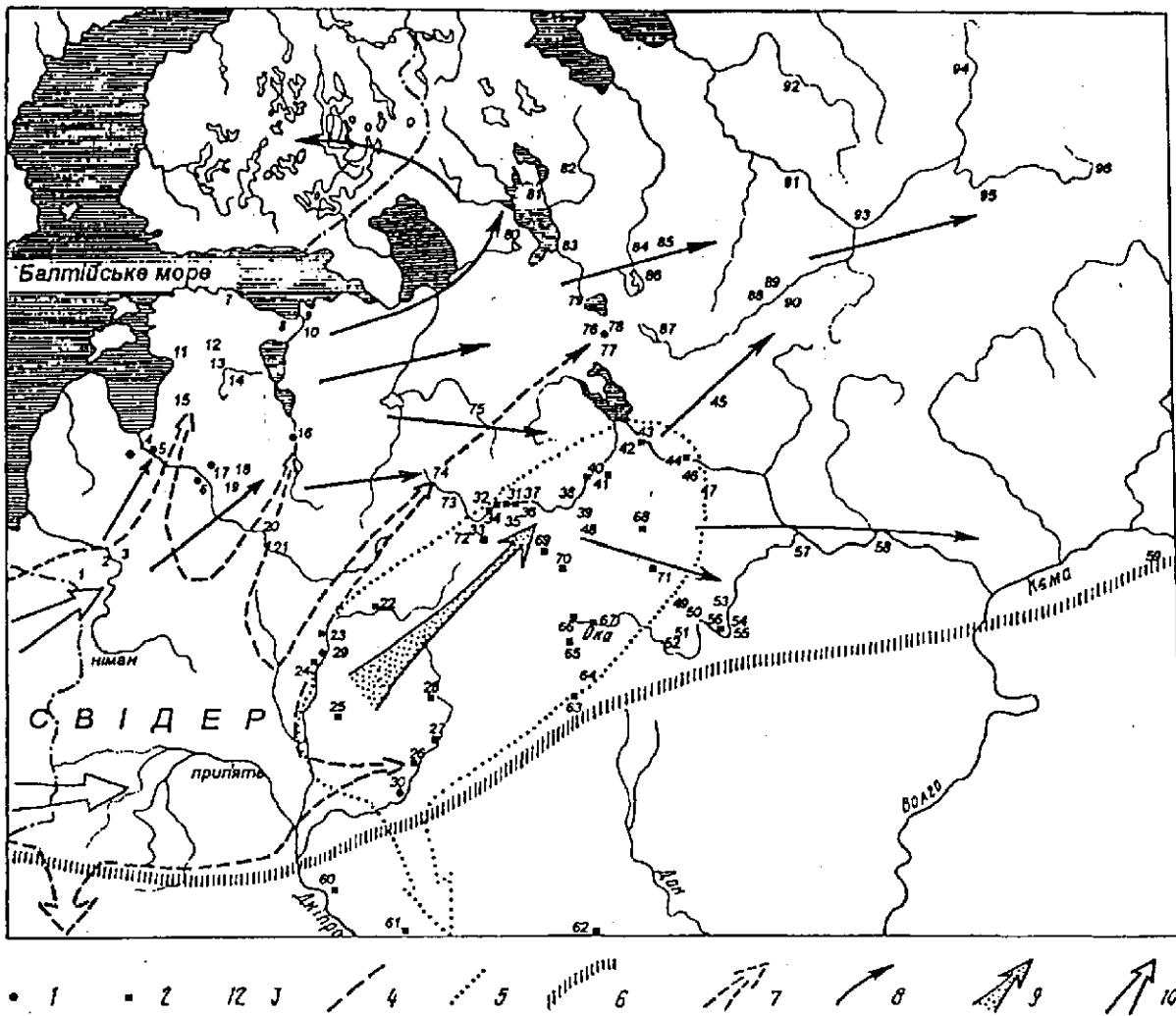


Рис. 5. Карта поширення постсвідерських та посткрасносільських пам'яток у мезоліті Східної Європи.

Умовні позначення: 1- свідерські пам'ятки за межами поширення культури, 2- мезолітичні пам'ятки лінгбійської традиції (Гренськ, Пісочний Рів, Ієнево), 3 - постсвідерські стоянки, 4- кордони свідерської культури, 5- кордон суцільного поширення пам'яток лінгбійської традиції, 6- південний кордон лісової зони, 7- міграція свідерського населення на межі плейстоцену та голоцену, 8- міграція постсвідерського населення в ранньому мезоліті, 9- міграція красносільської людності на межі Дріасу III та Пребореалу, 10- міграція кудлаївського та маглемезького населення на початку мезоліту.

СТОЯНКИ: 1- Паштува, 2-Лампеджай, 3-Канюкай, 4- Лаукскола, 5- Ліелрутулі, 6- Селпілс, 7- Кунда, 8- Сійвертсі, 9- Тирвала, 10- Нарва, 11- Пуллі, 12- Лепакозе, 13- Ялевере, 14- Симуаре, 15- Звейніекі, 16- Іванців Бір, 17- Звидзе, 18- Оса, 19- Лубанське Озеро, 20- Крумплево, 21- Зелений Хутір, 22- Катинь 21, 23- Боровка, 24- Коромка, 25- Гренськ, 26- Пісочний Рів, Гридасово, 27- Ком'ягіно, 28- Черістово, 29- Баркалабове, 30- Смячка, 31- Староконстантинівська IV, Чорна Грязь, Дмитрівська, Титово I, Ієнево, 32- Журавець, 33- Високіно, 34- Бутово, 35- Кошево, 36- Красново VI, 37- Лукіно, 38- Соболево, 39- Скнятино, 40- Алтиново, 41- Богоявлення, 42- Копріно, 43- Пеньково 2, 44- Сільце, 45- Умілення, 46- Некрасово, Кострома, 47- Мордовське, 48- Іванівська III, 49- Микуліно, 50- Петрушино, 51- Русаново III, 52- Борки, 53- Єлін Бір, 54- Новошино, 55- Угольново, 56- Істок, 57- Стара Пустинь, 58- Яндашево, 59- Мілліярово, 60- Загай I, 61- В'язівок 4а, 62- Зимівники, Сабівка, 63- Жабинь, 64- Грем'яче, 65- Ладизжино III, 66- Брагіно, 67- Мітіно, 68- Єлівка, Шильцева Заводь, 69- Дальній Острів, 70- Заозерря, 71- Белево, 72- Настасіно, 73- Суконцево, 74- Ланіно, 75- Боровичі, 76- Ягорба, 77- Лотова Гора, Лиственка III, 78- Мар'їно IV, 79- Анд озеро М, 80- Піндуші XIV, 81- Оленячий Острів, 82- Ілекса III, 83- Муромське 7, 84- Нижнє Вереття I, 85- Попово, 86- Сухе, 87- Бір, 88- Яснопольська, 89- Єденга, 90- Колупайвська, 91- Приозерна 4, 92- Явронга, 93- Філічайвська, 94- Віс, 95- Пезмог I, 96- Парч, Пожсег, Петрушинська.