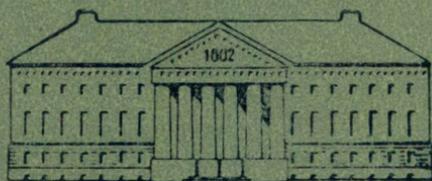


TARTU RIIKLIKU ÜLIKOOLI TOIMETISED
УЧЕНЫЕ ЗАПИСКИ
ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS
ALUSTATUD 1893. a. VIHK 317 ВЫПУСК ОСНОВАНЫ в 1893 г.

ТРУДЫ ПО ГЕОГРАФИИ
GEOGRAAFIA-ALASEID TÖID
XI



ТАРТУ 1974

TARTU RIIKLIKU ÜLIKOOLI TOIMETISED
УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ
ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS
ALUSTATUD 1893. a. ВІСНІК 317 ВІПУСК ОСНОВАНЫ в 1893 г.

ТРУДЫ ПО ГЕОГРАФИИ
GEOGRAAFIA-ALASEID TÖID

XI

Тарту 1974

Redaktsioonikolleegium:

A. Raik, E. Varep (vast. toimetaja), L. Vassiljev

Редакционная коллегия:

А. Райк, Э. Вареп (отв. редактор), Л. Васильев

ТРУДЫ ПО ГЕОГРАФИИ

XI

Резюме на эстонском и английском языках

Тартуский государственный университет, ЭССР, г. Тарту, ул. Юликооли, 18

Ответственный редактор Э. Вареп.

Корректоры Н. Чипалова и Э. Пуусемп

Сдано в набор 26/X 1973 г. Подписано к печати 17/XII 1973 г. Бумага типографская № 2.
60×90^{1/16}. Печ. листов 7,5+6 вклейки. Учетно-изд. листов 8,2. Тираж 500 экз.
МВ-11156. Заказ № 1956.

Типография им. Ханса Хейдеманна, ЭССР, г. Тарту, ул. Юликооли, 17/19. 1

Цена 77 коп.

2—7

ЛАХЕМААСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПАРК

Физико-географический очерк

Э. Линкрус

Введение

С каждым годом возрастает влияние человека на природу, уменьшается площадь естественных ландшафтов. Это обязывает нас серьезнее задумываться над тем, как поступить с тем или другим участком земли, особенно еще относительно мало измененным хозяйственной деятельностью человека.

В 1971 году к охраняемым территориям Эстонии прибавился Лахемааский национальный парк площадью в 438 км² (постановление Совета Министров Эстонской ССР от 1 июня 1971 г.). 20 марта 1973 г. территория национального парка была увеличена приблизительно до 644 км².

Название Лахемаа («Край заливов») было известно уже полвека назад. Впервые оно встречается в литературе у Й. Г. Гранё в 1922 г. (Grapõ, 1922). Правда, проф. Гранё под названием Лахемаа рассматривал большую территорию, чем подразумевается сейчас. В географическом смысле Лахемаа по теперешним понятиям включает лишь центральную часть Северо-Эстонской прибрежной низменности с несколькими заливами (Колга, Хара, Эру, Кясму) и полуостровами (Юминда, Пяриспеа, Кясму, Верги).

В настоящей статье в общем плане рассматриваются природные условия в пределах первоначальных границ национального парка (рис. 1). При этом не берется во внимание море, хотя оно, несомненно, является существенной частью Лахемаа.

Общий обзор

В геолого-геоморфологическом отношении территория Лахемааского национального парка делится на две основные части — Северо-Эстонскую прибрежную низменность и Северо-Эстонское

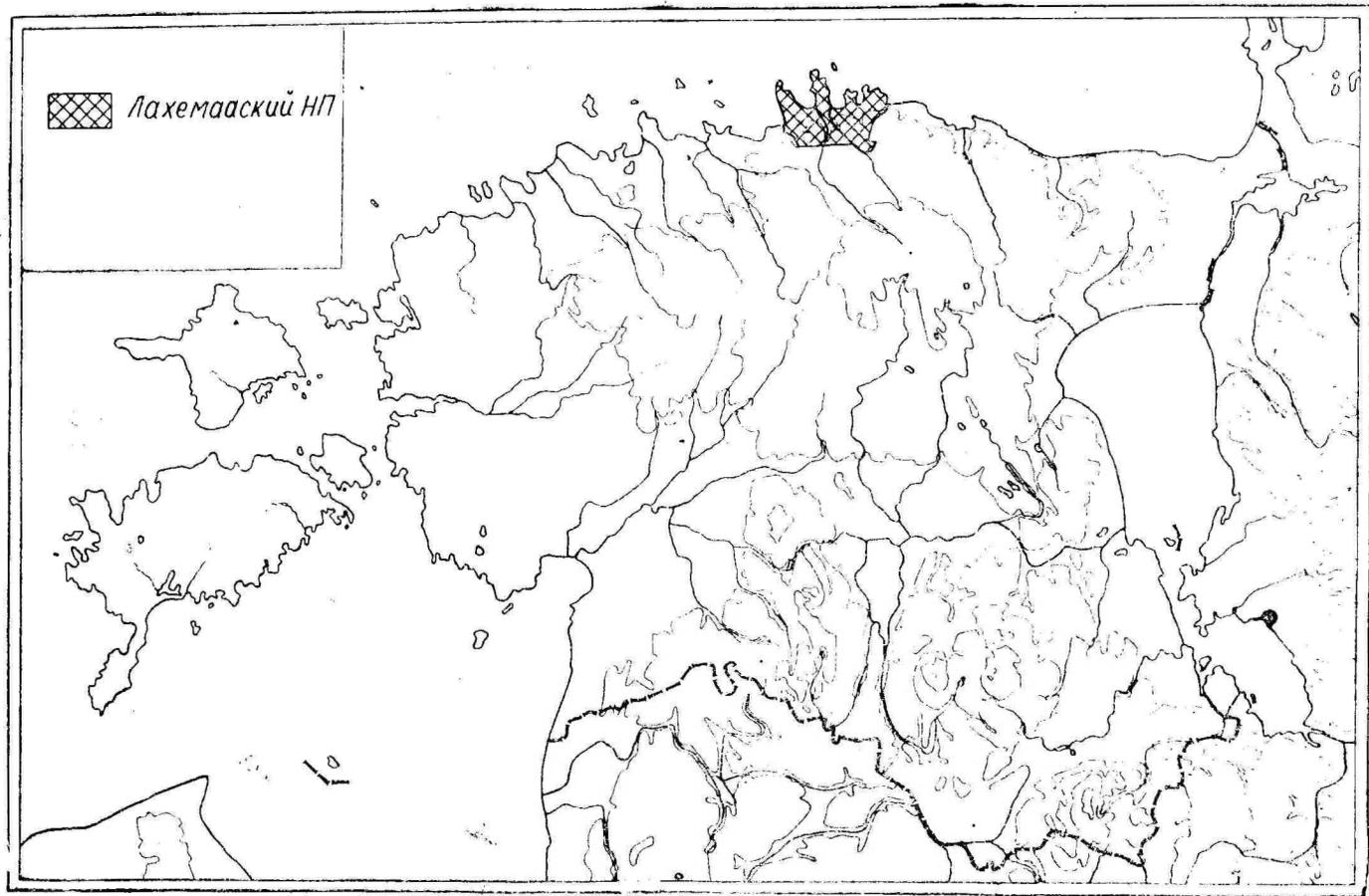


Рис. 1. Расположение территории Лохемааского национального парка в Эстонской ССР.

плато. Эти крупные структурно-денудационные формы рельефа обусловлены литологической неоднородностью палеозойских пород и их моноклинальным залеганием (Орвику, 1960). С точки зрения ландшафтных условий, Северо-Эстонское известняковое плато разделяется на две части ландшафтным районом Кырвемаа («Край лесов»), в пределах которого коренные породы залегают глубже, под более мощным покровом четвертичных отложений.

Ширина Северо-Эстонской прибрежной низменности колеблется в больших пределах — от одного до двадцати километров (Linkrus, 1972a, 1972b). Палеогеографически прибрежная низменность представляет собой часть древней денудационной впадины Финского залива. Кристаллический фундамент здесь до 144 м ниже уровня моря (в деревне Пудиссо)¹. Дочетвертичная осадочная толща представлена верхнепротерозойскими (вендский комплекс) и кембрийскими песчаниками, алевролитами и глинами, сравнительно легко поддающимися размыву. Мощность их более ста метров (у деревни Корьюзе — 127 м). Естественных обнажений коренных пород не имеется. Кембрийские отложения можно увидеть только в Колгакюласком карьере, где добываются т. н. синие глины лонтовской свиты.

На юге прибрежная низменность ограничивается Северо-Эстонским глинтотом (рис. 2). В пределах выступающих его частей, т. н. глинтотых мысов (Тамтекапп, 1935, 1940) вблизи населенных пунктов Муукси, Уури, Колга, Колгакюла, Ватку, Тыгу, Выхма, Илумяэ и Палмсе граница прибрежной низменности с Северо-Эстонским плато чрезвычайно резкая, в глинтотых бухтах в окрестностях рек Колга (Мяшнику), Пудиссо (Леэдиқырве), Валгейыэ-Лообу и Вызу глинт денудирован и покрыт мощным покровом четвертичных осадков.

Южнее глинта верхняя часть дочетвертичной осадочной толщи представлена, главным образом, известняками ордовика, относительно трудно поддающимися размыву. Великолепное обнажение ордовикских отложений можно видеть на 20-метровом правом склоне реки Валгейыги в Ныммески. Более мелкие обнажения прослеживаются в долине реки Лообу у д. Йоавески, в долине Пудиссо у д. Калме, в долине Вазаристи, на глинте в Муукси, Колга и других местах.

Мощность четвертичных отложений в пределах прибрежной низменности, в общем, значительная, в среднем около 50 м, в древних долинах и низинах более 100 м. Преобладают плейстоценовые отложения в виде каменистой морены, флювиогляциальных и лимногляциальных отложений (Linkrus, 1969, 1972b; Линкрус, 1971). Местами, в особенности в северной части, они покрыты голоценовыми отложениями разного происхождения.

¹ Как эти, так и остальные буровые данные основываются на материалах Управления геологии при Совете Министров ЭССР.

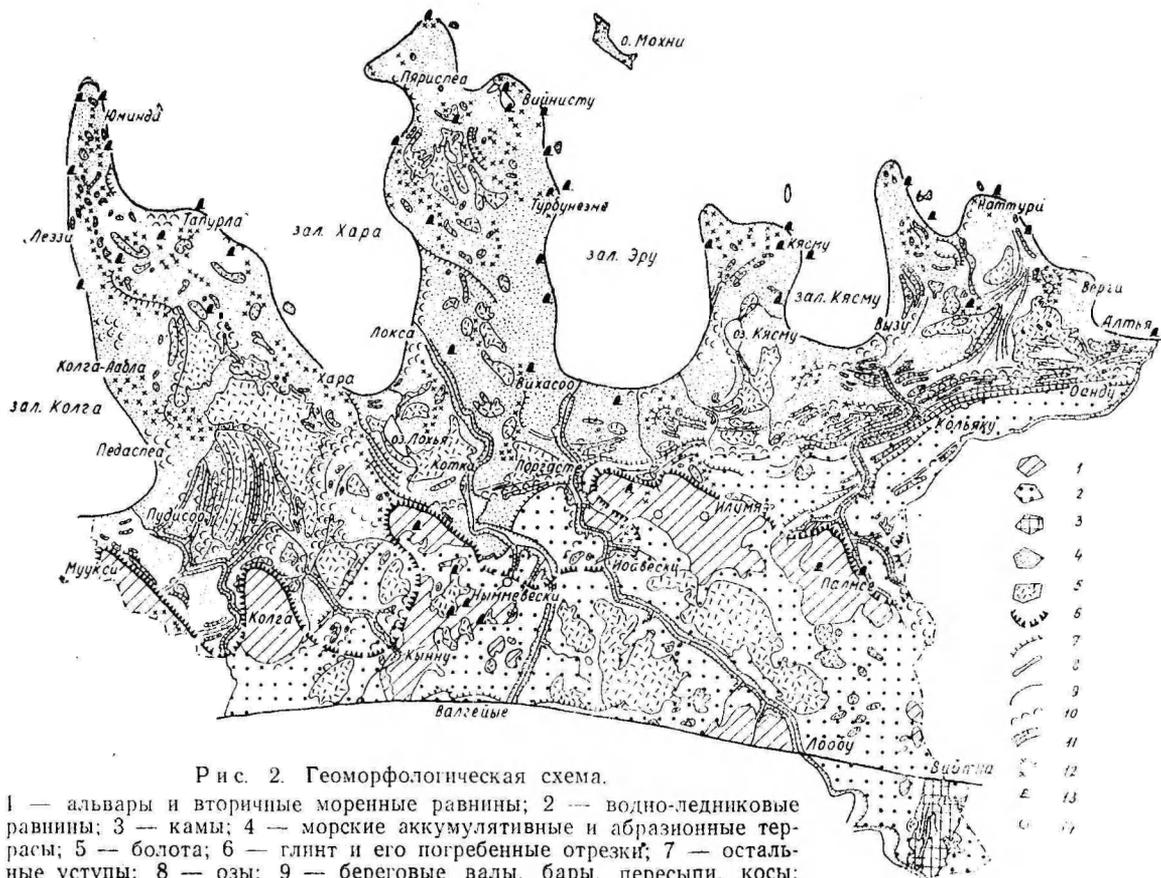


Рис. 2. Геоморфологическая схема.

1 — альвары и вторичные моренные равнины; 2 — водно-ледниковые равнины; 3 — камни; 4 — морские аккумулятивные и абразионные террасы; 5 — болота; 6 — глин и его погребенные отрезки; 7 — остальные уступы; 8 — озы; 9 — береговые валы, бары, пересыпи, косы; 10 — дюны; 11 — долины; 12 — эрратические валуны; 13 — крупные

На известняковом плато в некоторых местах (в Муукси, Уури, Колга, Колгаклюла, Ватку, Тыгу, Палмсе) мощность четвертичных отложений очень незначительная, часто меньше 0,5 м, а иногда четвертичный покров практически совсем отсутствует, не превышая 10—30 см. С названными участками связан природный комплекс альваров, являющийся одним из более интересных явлений во всей республике. Площадь альваров небольшая. Обычно коренные породы перекрываются плейстоценовыми отложениями (мореной, флювиогляциальными и лимногляциальными отложениями) мощностью 5—10 м. Мощность их больше сказанного в древних долинах и в пределах краевых образований, в пределах камового поля Вийтна 25 м или больше (Nestor, Rähni, 1969; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

Современный рельеф прибрежной низменности образован, главным образом, деятельностью материкового льда и береговых процессов водоемов в бассейне Балтийского моря. Роль эрозии, заболачивания и ветра намного меньше. При этом, преобразовательная деятельность моря² была значительной в северной части прибрежной низменности, в южной же доминируют водно-ледниковые равнины.

Водно-ледниковые равнины занимают большую площадь также южнее глинта. Наряду с ними там встречаются моренные равнины и, как сказано выше, альвары — участки, почти не покрытые четвертичными отложениями. Весьма распространены болота. Кроме того, прослеживаются озы и камы (у д. Вийтна), долины рек, а также береговые образования древних водоемов.

Климатически прибрежная часть национального парка относится к подрайону северного побережья в области морского климата Эстонии (Райк, 1965; Raik, 1967). В Лахемаа влияние суши более сильное, чем на северо-западном и западном побережье республики, в частности зимой, когда Финский залив на продолжительное время сковывается льдом.

Ниже приводятся некоторые показатели для характеристики климата Лахемаа. Средняя годовая температура воздуха в поселке Локса на берегу залива Хара 4,8°. Для сравнения отметим, что в прибрежных западных районах Эстонии средняя годовая температура составляет 6,0° (на островах Вилсанди и Рухну и на полуострове Сырве), а в центральной части республики достигает лишь 4,1° (Йыгева, Янеда). Средняя температура самого теплого месяца — июля — в Локса 16,8° (абсолютный максимум названного месяца здесь 33°, минимум 3°). В феврале, самом холодном месяце, средняя температура воздуха в Локса —6,1° (абсолютный минимум этого месяца составляет —35°, максимум 8°). Абсолютный минимум температуры воздуха в Эстонии вообще доходит до —43° (в Йыгева, Выру и Вярска).

² Условно здесь подразумевается и стадия Анцилового озера.

Продолжительность безморозного периода в Локса в среднем 154 дня (от 8 мая до 10 октября), в Эстонии максимально 194 дня (на острове Вилсанди) и минимально 110 дней, в Йыгева (Справочник по климату СССР, вып. 4, часть II, 1965). Среднее количество осадков на берегу залива Хара 585 (721) мм/г., в деревне Оанду в восточной части Лахемаа 562 (680) мм/г.³ Более чем две трети из этого количества падает на теплый период (апрель—октябрь). Устойчивый снежный покров образуется в Оанду в среднем 21 декабря, на полуостровах Лахемаа 26 декабря, оставаясь неразрушимым в течение более трех месяцев (в Оанду на 112 дней, до 1 апреля). Высота снежного покрова не превышает в защищенном месте обычно 30 см (Справочник по климату СССР, вып. 4, часть IV, 1968). Среднее число дней с метелью в год в Оанду 19, в Локса 27 (Справочник по климату СССР, вып. 4, часть V, 1968).

По сравнению с климатом прибрежной низменности климат южной части национального парка отличается несколько большим влиянием суши. Это учтено также при включении этих мест к материковой части Эстонии, подрайону Северо-Эстонского плато (Райк, 1965; Raik, 1967). Средняя годовая температура воздуха здесь около 0,5° ниже, чем на прибрежной низменности (Климатический атлас Эстонской ССР, 1969). Заморозки начинаются приблизительно на десять дней раньше и кончаются почти на столько же позже. Устойчивые морозы также берут начало на декаду раньше, чем на побережье. Число дней с сильным ветром (более 15 м/сек.) в южной части национального парка 10—15 в год, около моря 20—25 дней. Количество осадков в южной части по сравнению с северной приблизительно на 50 мм больше. Среднее годовое количество осадков в д. Хирвли составляет 600 (722) мм, в д. Лообу 568 (696) мм, в д. Арбавере 688 (793) мм.

В Лахемааском национальном парке насчитывается пять рек — реки Пудисоо, Валгейыги, Лообу, Вызу и Оанду (Альтя). Течут они, в общем, с юга и юго-востока на север или северо-запад. Из ручьев более крупные следующие: Лохья (Ярве или Тагапыллу), Таммиспеа (Тыгу), Эру, Тагаярве (Корьюзе), Калаоя, Мустоя, Вызу и Коолмяэ. Кроме них имеется еще целый ряд весьма мелких, в сухое время почти совсем исчезающих ручейков.

Начиная с ноября 1960 г. в нижнем течении р. Пудисоо, в 2,7 км от устья, работает гидрологический пост. По данным поста средний расход воды в 1961—1969 гг. был 0,92 м³/сек., максимальный (за период 1961—1965 гг.) 9,52 м³/сек. На реке Валгейыги гидрологический пост работает уже начиная с 1928 г. Рас-

³ В скобках приведено среднее количество осадков с поправками к показаниям осадкомера.

положен он в д. Ванакюла (в 15,8 км от устья). По наблюдениям поста средний годовой расход воды р. Валгейыги за период 1946—1965 гг. составляет 3,29 м³/сек., максимальный — 36,2 м³/сек. и минимальный средне-суточный — 0,96 м³/сек. По данным Арбавереского гидрологического поста, расположенного в 21,5 км от устья, соответствующие сведения для р. Лообу за период 1947—1964 гг. следующие: 1,97 м³/сек., 17,50 м³/сек. и 0,63 м³/сек. (Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 4, вып. 1, 1972).

Озера прибрежной низменности по происхождению относятся к типу береговых озер. Из них самые крупные — оз. Лохья и оз. Кясму, соответственно 56,8 и 43,0 га, правда, потеряли уже связь с морем. Типичные береговые озера представляют собой Маалахт и Улгахт около деревни Вийнисту на полуострове Пяриспеа (фото 5), также некоторые совсем маленькие водоемы, как Ламмасъярв в северной части западного побережья полуострова Юминда. В южной части полуострова Юминда встречаются болотные озерки. Кроме естественных водоемов, на прибрежной низменности имеются и искусственные. К ним относятся бывшие карьеры около населенных пунктов Турбуэме, Локса и Колгаюла, а также запрудные озера в Котка, Лавику и Орувески (фото 15).

В южной части национального парка самыми крупными являются озера Сууръярв (Пиккъярв) и Вяйкеярв (Линаярв) в Вийтна, соответственно 16,3 и 4,5 га (Eesti järgved, 1968; Kask, 1964). Оба они относятся к типу гляциальных озер, заполняющих термокарстовые впадины в радиальном камовом поле Вийтна (фото 24). Сууръярв, называемое часто и озером Вийтна, представляет собой одно из немногих олиготрофных озер в Эстонии. В нем, кстати, произрастает и лобелия Дортмана (*Lobelia Dortmanna* L.), редко встречающееся в республике растение. Кроме названных, имеются еще такие маленькие водоемы, как оз. Набуди или Насуди (0,7 га) в Вийтна и окница в болоте Лаукараба недалеко от пос. Палмсе.

Во многих местах на поверхность выходят подземные воды. Прежде всего источники наблюдаются в южной части прибрежной низменности, где они очень многочисленны у подножья глинта и вдоль подножья уступа на северном краю флювиогляциальной дельты перед глинтом (фото 16). Источники встречаются также на берегу моря и в других местах прибрежной полосы (в деревне Кийу-Аабла на полуострове Юминда, к западу от деревни Вийнисту на полуострове Пяриспеа и в некоторых местах на полуострове Кясму). В общем Лахемааские источники маловодные и поэтому мало известны.

Для прибрежной части национального парка характерны, прежде всего, каменистые дерново-слабоподзолистые, типично-подзолистые и подзолисто-болотные почвы. По А. Лиллема

(Lillema, 1963), прибрежная низменность представляет собой часть района каменистых подзолистых почв северного побережья, занимая центральную часть предглинтового подрайона. По схеме районирования Р. Каска (Kask, 1969) прибрежная низменность представляет собой часть подрайона Промежуточной Эстонии и предглинтовой полосы в районе различных малоплодородных почв. При последнем районировании главным критерием служила пригодность территории для сельскохозяйственного использования.

Участки известнякового плато по А. Лиллема (Lillema, 1963) относятся к району типичных дерново-карбонатных (рихковых) и заболоченных почв (Северной Эстонии), Кырвемаа — к району подзолистых, подзолисто-болотных и болотных почв (Средне-Эстонского понижения). В редакции Р. Каска (Kask, 1969), как отмечалось выше, почвенные районы выделяются по-иному. На известняковом плато распространены, в общем, дерново-карбонатные типичные маломощные и среднемощные, также дерново-глеевые выщелоченные (насыщенные) и болотные почвы. Кырвемаа характеризуется типично-подзолистыми, дерново-карбонатными выщелоченными, подзолисто-болотными и болотными почвами.

Территория Лахемааского национального парка большей частью покрыта лесом. По данным Э. Таппо (Tappo, 1972) леса занимают 57% (в будущем 70%) от всей площади. Преобладают сосняки — брусничники и сосняки вересково-лишайниковые. Много также заболоченных сосняков. На более плодородных почвах произрастают ельники-кисличники и ельники сложные. На берегу моря встречаются растительность дюн и береговые луга. Около населенных пунктов имеются суходольные луга и лесолуга. Приблизительно 10% от всей площади национального парка занимают болота — низинные, переходные и верховые. Полей мало. Они характерны лишь для моренных равнин на известняковом плато.

По Т. Липпмаа (Lippmaa, 1935), территория Лахемааского национального парка представляет собой крайнюю северо-восточную часть Центрально-Европейской геоботанической провинции. Северо-Эстонская прибрежная низменность рассматривается Т. Липпмаа как подрайон Северного побережья (*Estonia maritima borealis*) в районе Побережья Эстонии. Для данного подрайона характерны сосняки. Внимания заслуживает частое и при этом многочисленное произрастание лишней северной (*Linnaea borealis* L.) и местонахождения дёрна шведского (*Cornus suecica* L.). Северо-Эстонский глинт, несмотря на занимаемую им небольшую площадь, выделяется Т. Липпмаа в самостоятельный подрайон (*Estonia clivosa*). Свойственные этому подрайону интересные растительные сообщества, в том числе своеобразный глинтвый широколиственный лес, в национальном

парке наблюдаются, прежде всего, в связи с глиновыми мысами Муукси и Колга, а также в долине реки Валгейги у населенного пункта Ныммески. Окрестности деревень Муукси и Уури на Северо-Эстонском плато представляют собой, по названному автору, часть района Северо-западной Эстонии (*Estonia inferior*), для которого характерны, в первую очередь, сообщества альваров и лесолуга. Большая часть национального парка к югу от глинта по Т. Липпмаа относится к району Промежуточной Эстонии (*Estonia intermedia*), где преобладают сосновые леса, часто заболоченные, на песчаных отложениях.

По Л. Лаасимер (Laasimer, 1965), рассматриваемый отрезок прибрежной низменности относится к 36-му микрорайону района суходольных лугов прибрежной зоны Северо-западной и Северной Эстонии. Территория известнякового плато представляет собой часть района суходольных лугов Северо-западной и Северной Эстонии (36-й и 37-й микрорайоны), а участок Кырвемаа относится к северной части района верховых болот и черно-ольшатников болотных, к подрайону Кырвемаа или верховых болот и сфагновых сосняков (40-й микрорайон).

Животный мир Лахемааского национального парка богат и разнообразен. Из крупных млекопитающих многочисленны лоси (фото 13), косули и кабаны (Ling, 1969; Veenpere, 1973). По данным Р. Везнпере, в 1971 г. на территории национального парка их насчитывалось соответственно: лосей — 200, косуль — 440, кабанов — 60—70 особей. Очень часто встречается лисица, реже барсук, лесная куница, енотовидная собака и хорек лесной. Медведь и рысь попадают на территорию национального парка случайно. На берегах рек, в частности рек Валгейги и Лообу, обитают выдра и ондатра. Обычны оба вида зайцев Эстонии — заяц-беляк и заяц-русак. Часто встречается белка. Водяная полевка очень многочисленна на островках, например, на острове Мохни (Kužilnõi, 1958). Обычными видами являются еж и крот. Представлено большинство птиц, типичных для лесов, лугов, лесолугов, болот и водоемов Эстонии (Lepiksaar, 1936; Mank, 1962). Из видов, связанных с окультуренными участками, самый примечательный белый анст. На побережье особенно многочисленны водоплавающие виды (Lepiksaar, 1936). Вдоль берегов Лахемаа, как показали наблюдения в 1960 и 1962 гг. (Jõgi, 1973), происходит массовый пролет водоплавающих птиц. За эти два года в течение одного месяца пролетело около полумиллиона птиц. Во время перелета у берегов национального парка часто останавливаются и лебеди. Из пресмыкающихся заслуживает внимания веретеница (*Anguis fragilis* L.), охраняемая законом. Из беспозвоночных, взятых под охрану, можно назвать жемчужницу обыкновенную (*Margaritana margaritifera* L.) (Krausp, 1935; Tiik, 1970).

Участки известнякового плато представляют собой территории, заселенные с древних времен (Моога, 1972). Здесь много своеобразных вековых деревень (Вагер, 1972) и влияние человека на природу больше, чем в остальных частях национального парка.

В пределах прибрежной низменности расселение, в преобладающем большинстве в виде рыбацких и дачных поселков сосредоточено к берегу (Вагер, 1967, 1972). Самыми большими поселениями являются поселок Локса — промышленный центр на берегу залива Хара в устье реки Валгейыги и поселок Вызу, который своими домами отдыха и дачами знаменит не только в Эстонии, но и за ее пределами.

Ландшафтное расчленение

Лахемааский национальный парк расположен в Северной Эстонии, на грани четырех ландшафтных (физико-географических) районов — Северо-Эстонской прибрежной низменности (сюда входят также некоторые мелкие острова Финского залива), Северо-Эстонского плато, Северо-восточного плато и Кырвемаа (Вагер, Тармисто, 1967). В более ранних изданиях (Вагер, 1961; Вагер, 1964) районы известняковых плато рассматриваются вместе — Северо-Эстонское плато.

В пределах Северо-Эстонской прибрежной низменности генетически и по своему внешнему виду четко выделяются две разные части — береговая и предглинтовая (в узком смысле этого слова). В первой из них геологически совсем недавно существенную роль играли береговые процессы. Для этой территории и сегодня характерны берега как древние, так и теперешние, со множеством береговых форм рельефа и связанных с ними болот. Поэтому она будет ниже называться просто побережьем. Расположенная южнее местность покрытых сосновым лесом предглинтовых песчаных равнин, болот и глубоких долин может быть названа предглинтовой террасой.

Надглинтовая часть национального парка подразделяется по существующему районированию между тремя ландшафтными районами. Западная часть территории, приблизительно до деревни Паркис, представляет собой часть ландшафтного района Северо-Эстонского плато, окрестности населенных пунктов Ватку, Тыугу, Выхма, Илдумяэ и Палмсе захватывают западный край Северо-восточного плато. Южная часть национального парка относится к ландшафтному району Кырвемаа. В последующем обзоре вся надглинтовая часть национального парка рассматривается вместе, условно как одно целое, что она и действительно собой представляет.

Побережье

Это наиболее живописная часть национального парка, с протягивающимися далеко в море полуостровами и врезающимися в сушу заливами, с разнообразными типами берегов (фото 1—4 и 9), собственно говоря, и дала данному отрезку Северо-Эстонской прибрежной низменности название Лахемаа. Южной границей местности является уступ, образовавшийся перед ледником во время паливереской стадии в конце последнего оледенения. Как исключение, в некоторых местах, например, в глиняной бухте Колга, побережье занимает всю прибрежную низменность, простираясь непосредственно до Северо-Эстонского глинта (рис. 10 и 11).

Абсолютные высоты побережья в преобладающей части не превышают 25 м, достигая максимально 36 м (поблизости поселения Котка). Преобладают формы рельефа морского происхождения (равнины, валы, уступы). В пределах аккумулятивных равнин и аккумулятивных береговых форм рельефа мощность морских отложений, главным образом, песка, гравия и гальки настолько велика, что более древние отложения и формы рельефа, с точки зрения нынешних ландшафтов, прямого значения не имеют. На участках преобладания абрази, наоборот, существенными являются более древние отложения, в северных частях полуостровов и в некоторых других местах — валунная морена и флювиогляциальные отложения, по окраинам полуостровов — лимногляциальные отложения, в том числе ленточные глины. Тут и там наблюдаются золотые пески, весьма большую площадь занимают болота, расположенные между и за береговыми образованиями.

В почвенном покрове преобладают каменистые дерново-слабо-подзолистые и типично-подзолистые почвы. Широко распространены также подзолисто-болотные, меньше дерново-глеевые почвы. Наибольший массив болотных почв расположен в южной части полуострова Юминда. По данным К. Кильдема (Kildema, 1967), болота в пределах Раквереского района занимают 10% площади прибрежной низменности. Учитывая многочисленные маленькие болота, этот процент для побережья Лахемаа в целом будет несколько больше. Для полуострова Пяриспеа, который по сравнению с полуостровами Юминда и Верги нельзя считать богатым болотами, этот показатель равен 13% (Linkrus, 1969). По берегу встречаются приморские солончаковые почвы; ширина их полосы в зависимости от крутизны профиля берегового склона колеблется в больших пределах.

Большая часть территории покрыта лесом (фото 7, 8 и 14). В местах, где покров четвертичных отложений представлен песками и гравием морского или флювиогляциального происхождения, преобладают сосняки, на подверженных абрази моренных гря-



Рис. 3. Образец природных территориальных комплексов северных частей полуостровов.

Условные знаки для рис. 3—12. 1 — комплекс альваров; 2 — комплекс над-глинтовых вторичных моренных равнин, часто окультуренных; 3 — комплекс водно-ледниковых равнин, главным образом флювиогляциальных дельт и задродельт; 4 — комплекс морских аккумулятивно-абразионных террас, сложенных мореной, флювиогляциальными и лимногляциальными отложениями; 5 — комплекс морских абразионно-аккумулятивных террас, сложенных, главным образом, песками и гравием; 6 — болота низинные, переходные и верховые; 7 — глинт и его погребенные отрезки; 8 — остальные склоны; 9 — уступы; 10 — береговые валы, бары, пересыпи, косы; 11 — дюны; 12 — долины рек с террасами и со старницами; 13 — карстовые формы рельефа; 14 — эрратические валуны.

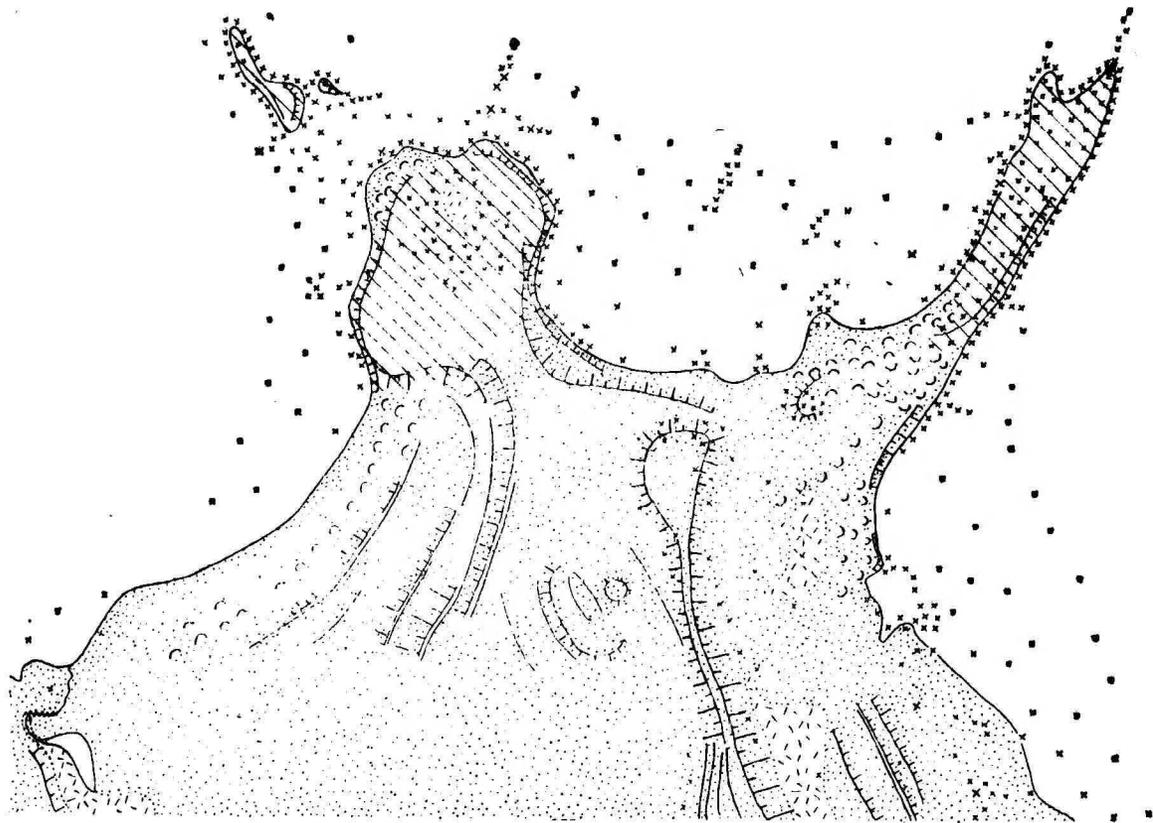


Рис. 4. Побережье с островками в пределах Лахемаского национального парка.



Фото 3. Група валунов на березі півострова Юмнда.



Фото 4. Абразивний берег півострова Юмнда

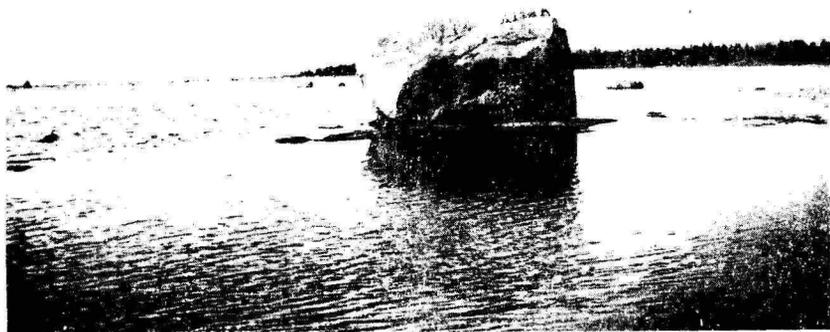


Фото 5. Береговое озеро Маалахт у деревни Вийннесту на полуострове Пярнсае.



Фото 6. Озеро Коолимяэ на полуострове Верги.



Фото 7. Сосновый лес вблизи деревни Тапурла на полуострове Юмшда.



Фото 8. Сосновый лес в зоне береговых образований Анцилового озера к северу от деревни Илүмяэ.



Фото 9. Крупный валун у деревни Алтья.

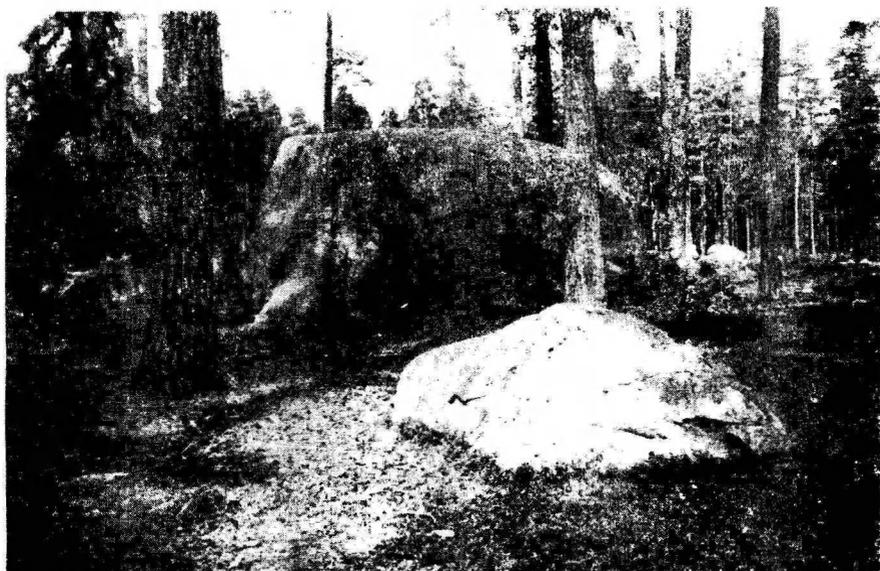


Фото 10. Валун Матскиви («Ерemit») вблизи деревни Кясму.

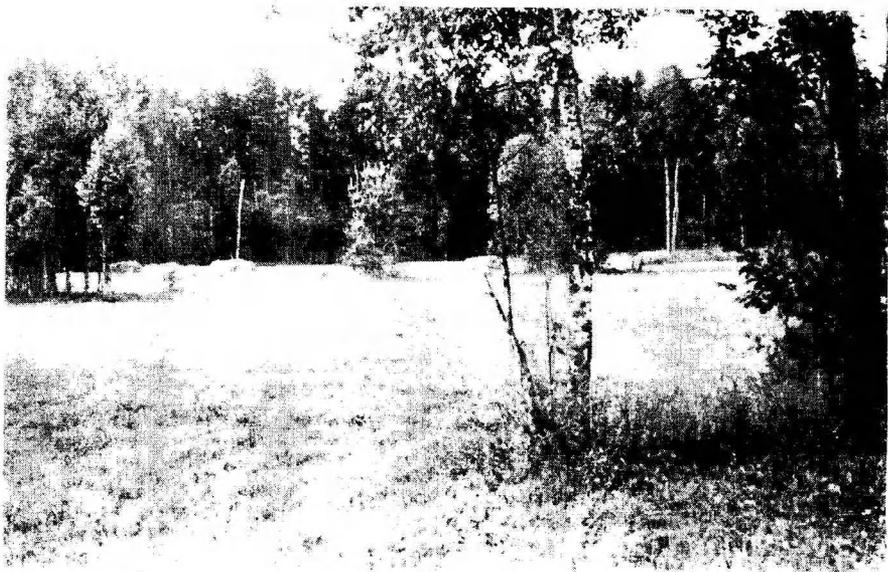


Фото 11. Низинное болото за дюнами Литоринского моря к югу от полуострова Верги.



Фото 12. Верховое болото Хара с окнищами в южной части полуострова Юмнида.



Фото 13. Южная часть полуострова Верги. Лось часто встречаемое животное не только здесь, а во всем Лахемаском национальном парке.



Фото 14. Сосновый лес у подножья литориновых береговых образований к югу от полуострова Верги.



Фото 15. Запрудное озеро у населенного пункта Лавику.



Фото 16. Долина, эродированная ключевыми водами, в склоне ледникового контакта недалеко от поселения Кольяку.



Фото 17. Можжевельники между деревнями Колгакюла и Суурекрыве.



Фото 18. Северо-восточный склон глинтового мыса Муукси.



Фото 19. Каньон Пыммевески.



Фото 20. Водопад Йоавески на реке Люобу.



Фото 21. Ручей Вазаристи в месте его исчезновения под землю.



Фото 22. Водопад Вазаристи, питающийся карстовыми водами.



Фото 23. Альвар на известняковом плато около деревни Муукси.



Фото 24. Окрестности озера Вяйкеярв в камовом поле Вийтна.

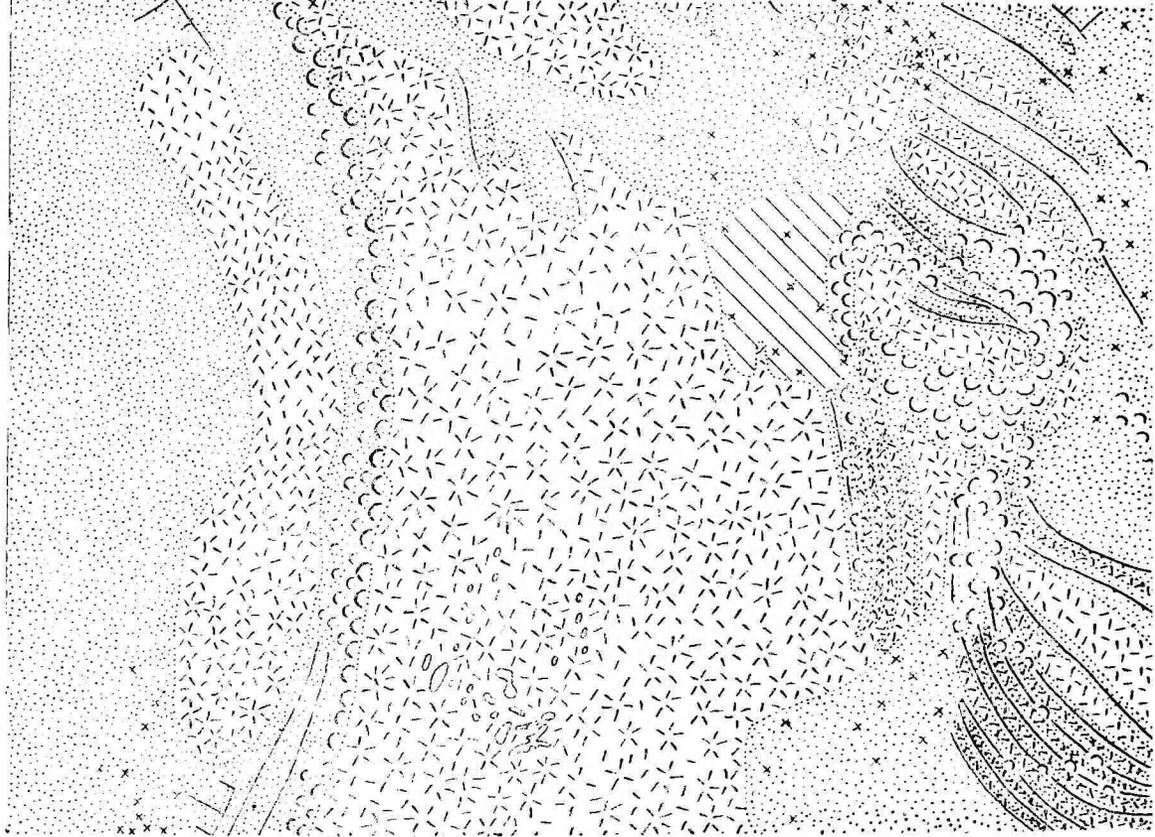


Рис. 5. Южная часть одного полуострова с береговыми валами, дюнами и болотами.



Рис. 6. Комплексы береговых образований и болот, типичных для южных частей полуостровов и соседних территорий на побережье.

С южной частью полуострова Юминда связаны и самые крупные болота побережья — Хара и Аабла (фото 12). Оба они образовались из бывших лагун. В этом отношении очень интересным является не очень большое, но весьма глубокое (более 6 м) верховое болото Аабла, которое образовалось вместо литориновой лагуны за береговыми дюнами на бывшей пересыпи между мореными мысами у населённых пунктов Кийу-Аабла и Педаспеа.

Полуостров Пяриспеа, протягиваясь дальше всех на север, выделяется, в первую очередь, из-за своих береговых озер Маалахт (фото 5) и Улгахт около деревни Вийнисту, реликтов от бывшей бухты, нанесенной еще на карту 1803 г. (Linkrus, 1960). Своеобразием полуострова Пяриспеа являются чрезвычайно каменистые береговые луга вокруг названных озер.

Кясму — наименьший из полуостровов Лахемаа. Здесь больше, чем на других полуостровах сосновых лесов, зато болот совсем мало, они составляют 8% всей площади, а верховые болота вообще отсутствуют. В юго-западной части полуострова расположено озеро Кясму, отделенное с запада от моря полосой береговых образований (Линкрус, 1971).

Полуостров Верги представляет собой, в отличие от соседних, сложное образование. Протяжение полуострова с запада на восток (приблизительно 7 км) даже немного больше длины с севера на юг (6 км). Образование его произошло исходя из двух плейстоценовых гряд, одна на месте мыса Лоби, другая — к югу от деревень Наттури, Педассааре и Пихласпеа. Эти гряды долгое время отделял залив на месте нынешней бухты Коолимяэ и южнее ее. Реликтом последней является интенсивно зарастающее озеро Коолимяэ (фото 6) у одноименной деревни (Linkrus, 1972a).

Побережье южнее полуостровов характеризуется аккумулятивными морскими равнинами, расчлененными низкими (высота менее 1 м) валами, более крупными аккумулятивными береговыми образованиями, в том числе дюнами, болотными равнинами, а также некоторыми абразионными склонами (уступами) и абразионными террасами небольших размеров. Этот комплекс в преобладающем большинстве морских форм рельефа пересекают и прорезывают долины, глубокие и хорошо выработанные в южной части побережья. К западу от простирающегося до моря Хараской абразионной террасы береговые формы имеют почти северное направление, образуя единую систему с формами в южной части полуострова Юминда. Начиная с глинтавой бухты Валгейэ-Лообу они простираются с запада на восток.

Среди остальных резко выделяются две зоны береговых форм, представляющие интерес своей непрерывностью. Из них более древняя возникла на берегу Анцилового озера, северная — в связи с Литориновым морем. В особенности непрерывной является литориновая зона; анциловые береговые образования в

некоторых местах образовались на склоне ледникового контакта, являющегося южной границей побережья, и при абразионных отрезках совпадают с ним.

Зона, связанная с трансгрессивным Литориновым морем, начинается западнее реки Лообу у деревни Вихасоо, четко выявляясь уже у хутора Пауна. В окрестностях д. Эру, где в море вдавался моренный мыс, аккумулятивные формы прерываются. Совсем беспрерывной, если не учитывать прорывающие более низкие места ручьи и реку Вызу, эта зона простирается к востоку от дороги Эру—Выхма. Ширина зоны 100—200 м, высота до 10 м. В ее пределах наблюдается 2—7 валообразных дюн, в преобладающей части их 3—4. К западу от деревни Корьюзе в северный склон валов абрадирован уступ высотой до 3 м. Поблизости д. Корьюзе описываемая зона известна под названием Сууреселья («Большая гряда») или Лийвамяги («Песчаная гора»), дальше к востоку как Лемуселья и Марьяселья (Марьясилла). По существу эта зона представляет из себя сложную форму, образование которой началось в виде береговых валов, продолжалось вследствие эоловых процессов и, наконец, в некоторых отрезках была подвержена абразии.

Упомянутые выше анциловые береговые образования наиболее отчетливо видны по обеим сторонам реки Валгейги между населенными пунктами Колгакюла и Поргасте, где они возвышаются над морской аккумулятивной равниной. В среднем здесь наблюдаются три валообразные дюны, высота которых 8—10 м. Местами они соединяются, местами разветвляются до пяти валов. Ширина зоны 100—300 м. В окрестностях деревень Ватку и Тыугу аккумулятивные формы заменяются абразионными. Вблизи д. Корьюзе наблюдаются как уступы, так и сложенные эоловыми процессами береговые валы на указанном выше склоне ледникового контакта; высота дюн достигает 4 м. Этот район известен под названием Раттаселья. Отсюда к востоку описываемая береговая линия выражена, главным образом, уступами и абразионными склонами. Береговые валы наблюдаются восточнее дороги Вызу—Раквере. Поблизости деревни Оанду снова наблюдаются дюны высотой до 10 м. Аналогично литориновой и анциловая зона полигенетична. Ее образование началось в прибрежных морских условиях во время первой, трансгрессивной фазы Анцилового озера.

Обе описанные зоны имеют большое значение в образовании ландшафтного облика южной части побережья, т. к. ими непосредственно связаны расположенные за ними болота (фото 11). Особый интерес представляет полоса болот на юге побережья, питающаяся родниками у подножья упомянутого выше склона ледникового контакта (рис. 7, фото 16). Глубина здешних болот, часто покрытых черно-ольшатником, больше 3 м. Из-за чрезвычайной обводненности (стоку препятствует зона анцило-

вых береговых образований) здешние ольсы трудно проходимы. Их поверхность местами обильно увлажнена ключевыми ручьями. Более крупные источники наблюдаются вблизи д. Корьюзе, у хутора Кольяку, между Кольяку и д. Оанду.

Глубина долин рек в южной части побережья достигает 17 м (долина р. Валгейги), их ширина не превышает обычно 200—400 м. Морфология долин во многом определена геологическим строением и рельефом окрестностей. Этим и объясняются многие особенности продольного профиля (пороги и как будто бы запруженные отрезки), крутые повороты долин, своеобразные расширения долин, связанные с береговыми формами и т. д. Являясь неотделимой частью всего комплекса, долины рек сложны и разнообразны в геоморфологическом и ландшафтном отношении как и их окрестности (Müdel, 1961; Мийдел, 1963, 1967, 1968; Linkus, 1963a, 1963b).

К югу от деревни Хара расположено самое большое озеро Лакхемаа — Лохья (56,8 га). От моря оно отделилось геологически недавно, во время лимниевой стадии. Сейчас, правда, оно потеряло свойства берегового озера и представляет из себя заболочивающееся с юго-запада лесное озеро. По происхождению оно имеет общие черты с озером Коолимязэ (фото 6), которое, как отмечалось, является реликтом бухты, врезавшейся в бывшие времена дальше в сушу.

Что касается почвенного и растительного покровов, то участкам с преобладанием аккумуляции и здесь свойственны сосняки лишайниковые, вересковые, брусничные и черничные, а участкам с преобладанием абразии — разные сосняки, а также ельники брусничные и кисличные, с примесью листовенных пород и т. д. При этом весьма значительна площадь заболоченных и болотных лесов. На южном краю побережья заслуживает внимания болотный черно-ольшатник, о котором было сказано выше. В долинах, иногда и в других местах, наблюдаются некарбонатные суходольные луга. Аккумулятивные равнины в глубине бухт заняты береговыми лугами.

Предглинтовая терраса

Северной границей рассматриваемой ниже местности является уступ ледникового контакта по линии Колга—Колгакюла—Вазаристи — Поргасте — Лавику — Кольяку — Оанду. В некоторых местах, в особенности между населенными пунктами Выхма и Лавику, этот маргинальный (контактный) склон расчленяют более молодые формы рельефа (абразионные уступы, береговые валы, дюны). Отметим еще, что между Кольяку и Оанду, в своей более высокой части, высота уступа (склона) достигает 20 м. Предглинтовая терраса сама находится в основном на высоте 30—50 м над уровнем моря. Высота подножья глинта в д. Колга-

кюла 35 м, у д. Илумяэ 44 м, в д. Сагади — 50 м, так что его абсолютные высоты возрастают с запада на восток. При глинтových бухтах, как уже говорилось, граница между прибрежной низменностью и расположенными южнее районами выражена плохо. Та же терраса, тот же ландшафтный комплекс продолжается и в зоне выхода ордовикских пород (рис. 8 и 12). В окрестностях Ватку—Лавику—Кольяку вместо одной террасы наблюдается два уровня, более низкий на высоте 30—40 м и южный, приблизительно 50 м над уровнем моря. Отделяются они 10-метровым склоном по линии Муйке—Кольяку.

Рассматриваемая терраса представляет из себя возникшую перед краем ледника во время паливереской стадии флювиогляциальную дельту. Сложена она из гравистого песка. Дальше к югу местами заменяет ее состоящая из более мелких фракций (песка, супесей, суглинков) лимногляциальная равнина, например, в окрестностях деревни Сагади-Метсанурга. На общем фоне равнинного рельефа особенно приметными кажутся древние береговые образования и врезающиеся глубоко в рыхлые осадки долины рек (рис. 8 и 9).

Береговые образования наблюдаются по всей территории, но в частности со своей вторичной расчлененностью выделяется 30—40-метровый уровень. Кроме аккумулятивных форм, которые преобладают, поблизости хутора Лавику можно видеть и абразионный уступ высотой 5 м, на бровке которого много валунов. С уступом связываются бывшие косы высотой до 4 м, сложенные, главным образом, галькой из песчаника. Весьма отчетливая древняя береговая линия наблюдается у деревни Калме. Выражена она дюнами, высота которых достигает более десяти метров.

Поразительна глубина эродированных в флювиогляциальную дельту речных долин. Это зона их наибольшего вреза. Глубина долины реки Валгейги у бывшего хутора Ору достигает более 30 м. У Валгейги отчетливее, чем у остальных, выражено резкое расширение долины после выхода реки на прибрежную низменность. Сильное впечатление производят V-образные долины двух маленьких левых притоков р. Валгейги — Вазаристи и Окка (Ору). Их глубина в устье доходит до 30 м, а ширина не превышает 100 м.

Долина реки Лообу, текущей на восточной окраине глинтowej бухты Валгейэ — Лообу, также максимально выработана в пределах предглинтowej террасы. Наибольшую ширину (до 750 м) и глубину (23 м) долина Лообу имеет к югу от Поргасте в северо-восточной части дельтовой равнины. По сравнению с рекой Валгейги река Лообу имеет гораздо большее падение. Между населенными пунктами Йоавески и Поргасте общее падение 16,4 м, т. е. в среднем 3,7 м/км, при этом от Йоавески до впадения в р. Лообу ручья Пыдралыпе 4,7 м/км. Так как русло реки Лообу по большей части врезалось в морену, она по сравнению с

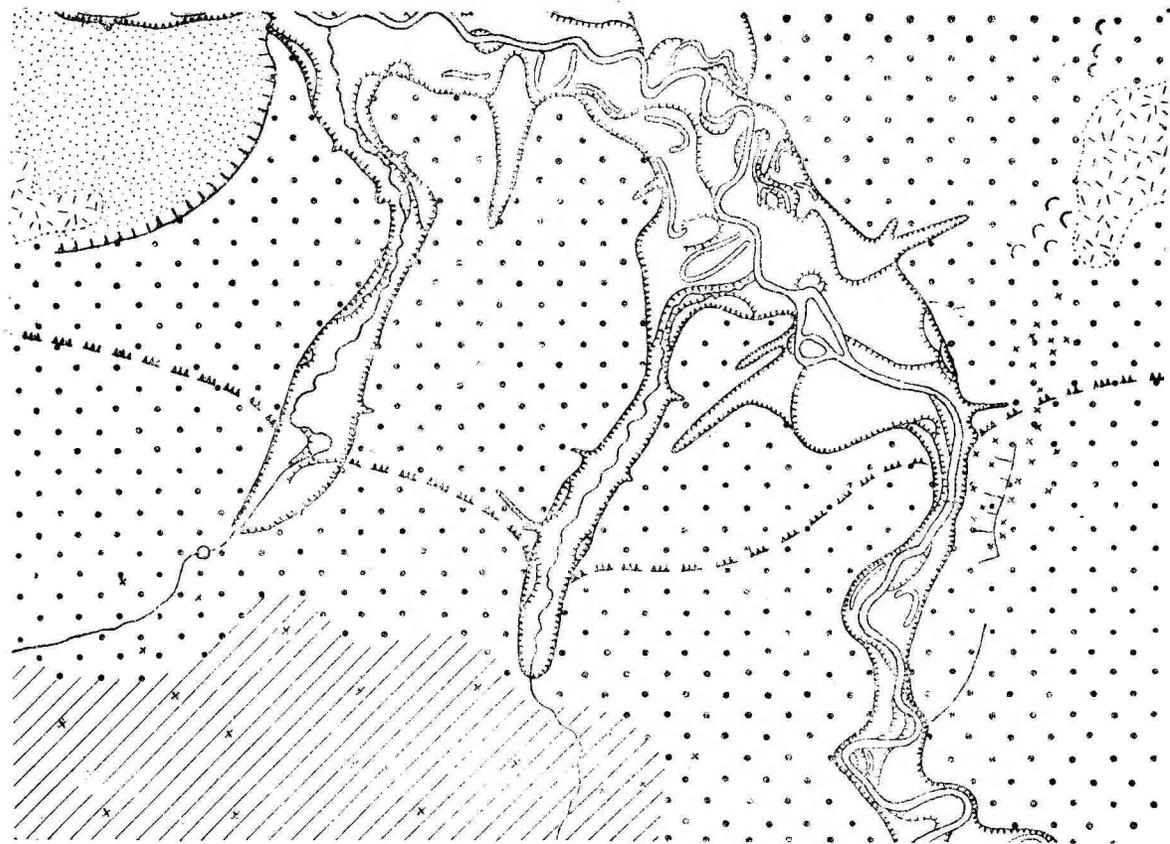


Рис. 8. Природные территориальные комплексы в южной части предлинтовой террасы и северного края ландшафтного района Кувандука



Рис. 9. Расчлененная долинами предглинтовая терраса и участок известнякового пл.го.

р. Валгейги и намного порожистее. Различием в эродированности морены и флювиогляциальных отложений объясняется и то, что долины притоков реки Лообу — Пыдралыпе и Мыниоя — имеют гораздо меньшую глубину, чем охарактеризованные выше долины притоков р. Валгейги.

Долины рек Пудисоо и Вызу в южной части прибрежной низменности также весьма примечательны. Глубина долины р. Пудисоо между дорогой Локса — Ленинградское шоссе и деревней Калме доходит до 20 м, а ширина, в основном, не превышает 200 м. Река Вызу выработала свою долину на месте ложбины флювиогляциального стока, прослеживающейся в виде двух уровней (террас) с устьями на высоте 48—49 и 36—37 м. Более крупных истоков три — ручьи Паасоя, Силлаору и Ревоя. Ширина долин, как правило, не превышает 200 м, глубина остается в пределах 10—15 м. Но там, где склон реки совпадает с флювиогляциальным склоном, как на западном берегу реки к северо-западу от д. Орувески, высота склона долины достигает 20 м и даже больше. В названные долины истоков реки Вызу, в свою очередь, вдаются надрезные долины. Всего здесь насчитывается более полусотни V-образных долин. Причиной их возникновения часто являлись источники. Между поселениями Лавику и Коляку из-за источников образовалась целая система оврагов, вдающихся в правый склон реки Вызу. Овраг следует за оврагом, местами через каждые 20—50 м. Их длина не превышает 200 м, ширина 30—40 м, а глубина достигает 9—12 м. Вследствие ключевого питания вода в речке Вызу чрезвычайно холодная.

По сравнению с другими, речка Оадну (Алтыя) маленькая, долина ее самая глубокая в пределах побережья.

Геологическое строение и рельеф в широком смысле слова обусловили образование и других природных компонентов. В почвенном покрове преобладают типично-подзолистые почвы. В меньшей мере представлены подзолисто-болотные, болотные и аллювиальные почвы. Почти вся эта зона покрыта лесом. Преобладают сосняки лишайниковые и вересковые, но имеются также сосняки-брусничники и другие типы; изредка встречаются песчаные пустоши. В долинах и вблизи их наблюдаются ельники кисличные и чернично-разнотравные, местами березники и ольховники. Площадь заболоченных и болотных лесов небольшая. В долинах местами встречаются луга. Так как днища долин представляют собой по большей части не пойму, а незаливную террасу, здесь распространены, прежде всего, некарбонатные суходольные луга. Карбонатные луга наблюдаются вдоль подножья глинта. Подножие глинта является наиболее заболоченной частью рассматриваемой зоны. Преобладают низинные болота ключевого питания. Вдоль подножья глинта источники известны в парке бывшего имения Колга, у хутора Уллиаллика, в населенных пунктах Колгакюла, Вазаристи, Ныммевески, Пыдралы-

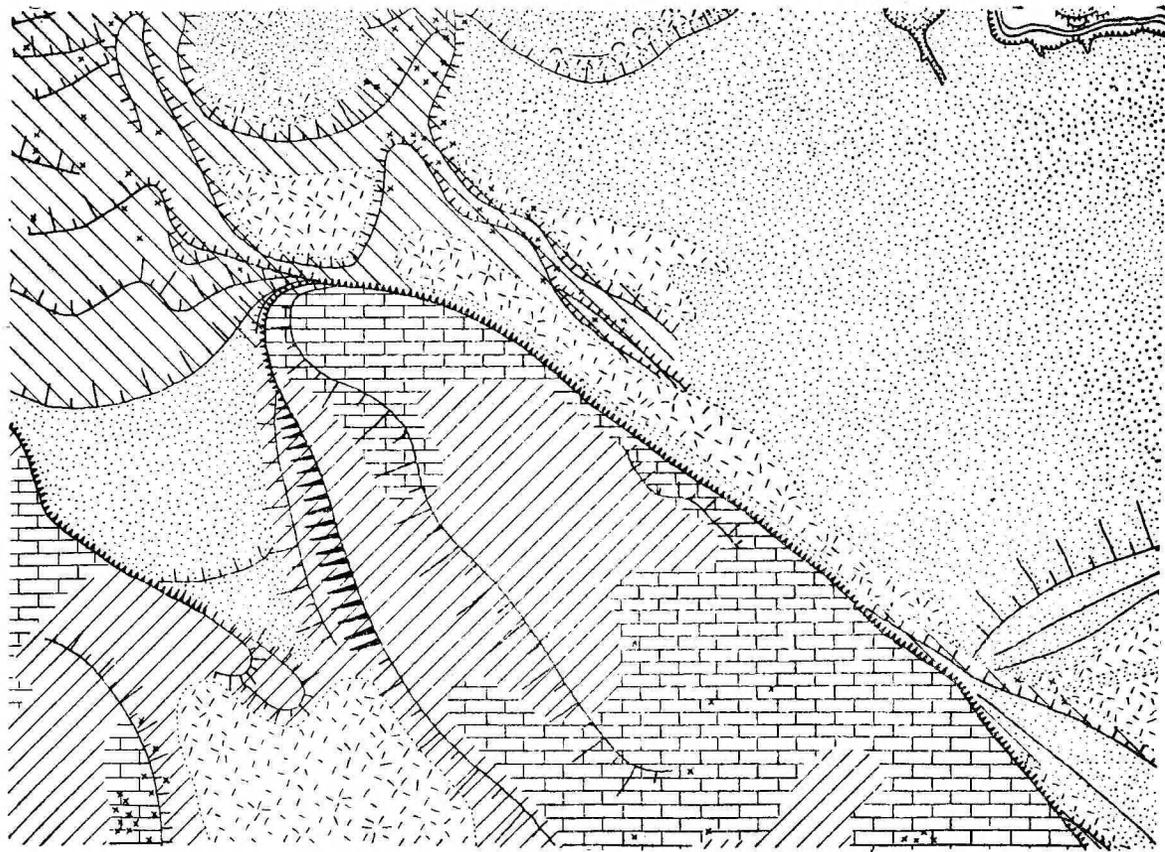
пе, Йоавески, Муйке, Орувески, Палмсе и Сагади-Метсанурга. В окрестностях Палмсе болота занимают 8,5% всей территории (определение производилось на участке площадью 45 км²). Из всей площади болот низинные болота занимают 61%, переходные 36% и верховые 3%. Приведенные данные в известной мере характеризуют всю рассматриваемую зону. Весьма обычны низинные болота ключевого питания в долинах рек.

Предглинтовой террасой Лахемаа в географическом смысле слова кончается, но Лахемааский национальный парк продолжается и на ордовикском плато.

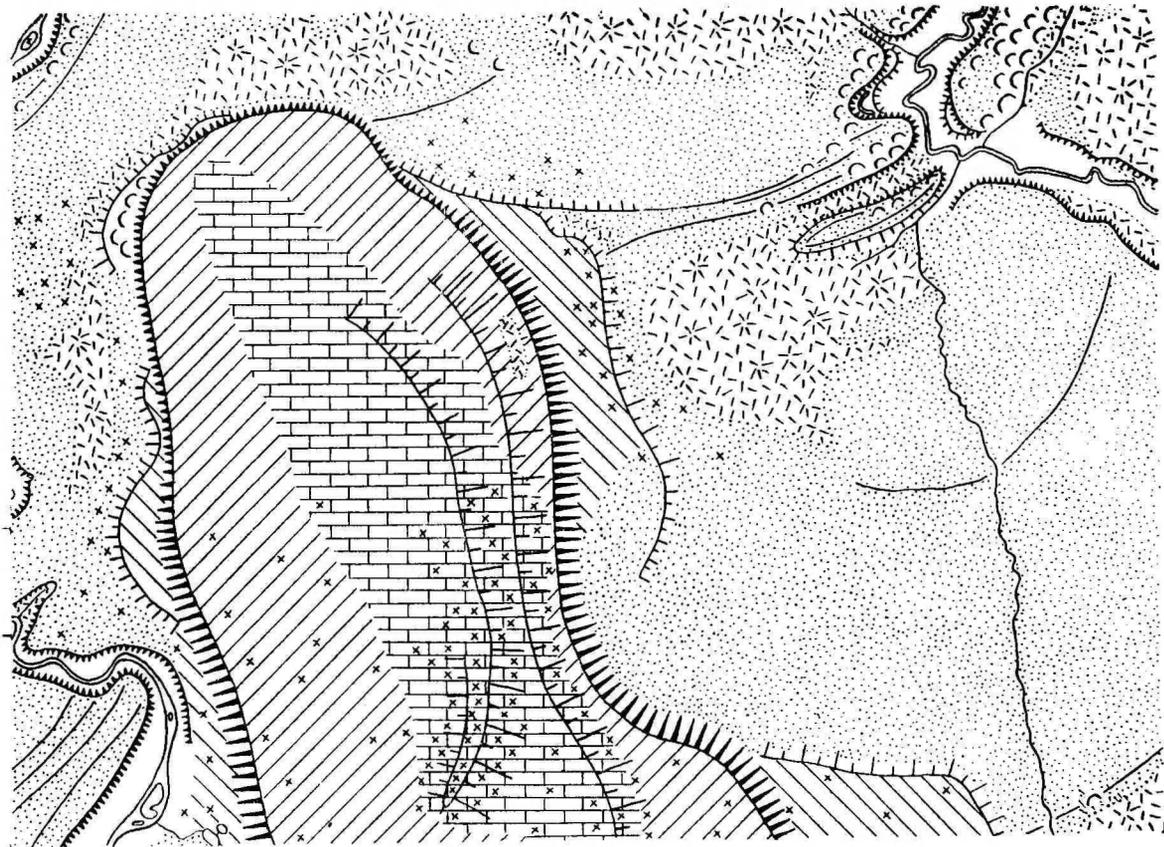
Известняковые плато и Кырвемаа

Как уже отмечалось, известняковое плато с севера ограничивается глинтом. Глинт прослеживается в виде крутого уступа в пределах глинтовых мысов Муукси, Колга, Колгакюла и Ватку — Тыугу (фото 18); в Палмсе и Сагади в рельефе наблюдается склон. Абсолютные отметки плато в Муукси приблизительно 47 м, в Колгакюла 51 м, в Ватку 55 м, в Тыугу 58 м, в Илумяэ 60 м и в Сагади 62 м. Таким образом, абсолютные высоты увеличиваются в направлении с запада на восток, относительные, скорее, наоборот. Глинт наивысший на северо-восточном склоне глинтового мыса Муукси, достигая 20—25 м, а местами даже больше. На северном крае известнякового плато как в западной, так и в восточной части национального парка встречаются альвары, о которых коротко упоминалось выше (рис. 9—11, фото 23). По сравнению с ними гораздо шире распространены моренные равнины. Они прослеживаются в окрестностях населенных пунктов Колга, Кимбалу, Кынну, Муркси, Паркси, Ванакюла, Ватку, Ускюла, Илумяэ, Палмсе, Саку и др. Сложены они преимущественно хрящеватой валунной супесью или суглинком. Здешние моренные равнины в сущности вторичные. Так как эти территории покрывались Балтийским ледниковым озером, на их поверхности наблюдаются вымытые из морены валуны, иногда валунные поля и вблизи древних береговых линий скопления валунов. Исходя из вышесказанного эти участки следовало бы рассматривать как абразионные равнины Балтийского ледникового озера.

Водно-ледниковые равнины, как уже говорилось, часто представляют собой комплекс флювиогляциальных и лимногляциальных образований, не имеющих четких границ. Лимногляциальная равнина слагается обычно из более мелкозернистого песка или алеврита, выделяясь своей заболоченностью, которая, однако часто не образует болота. Такую водно-ледниковую равнину и представляет собой большая часть территории национального парка южнее глинта (рис. 12). Названная равнина наблюдается в виде двух расположенных на разных абсолютных



Р и с. 10. Южная часть прибрежной низменности и комплекс альваров и вторичных моренных равнин на известняковом плесе



Р и с. 11. Природные территориальные комплексы глиняных бухт и глиняного мыса между ними.

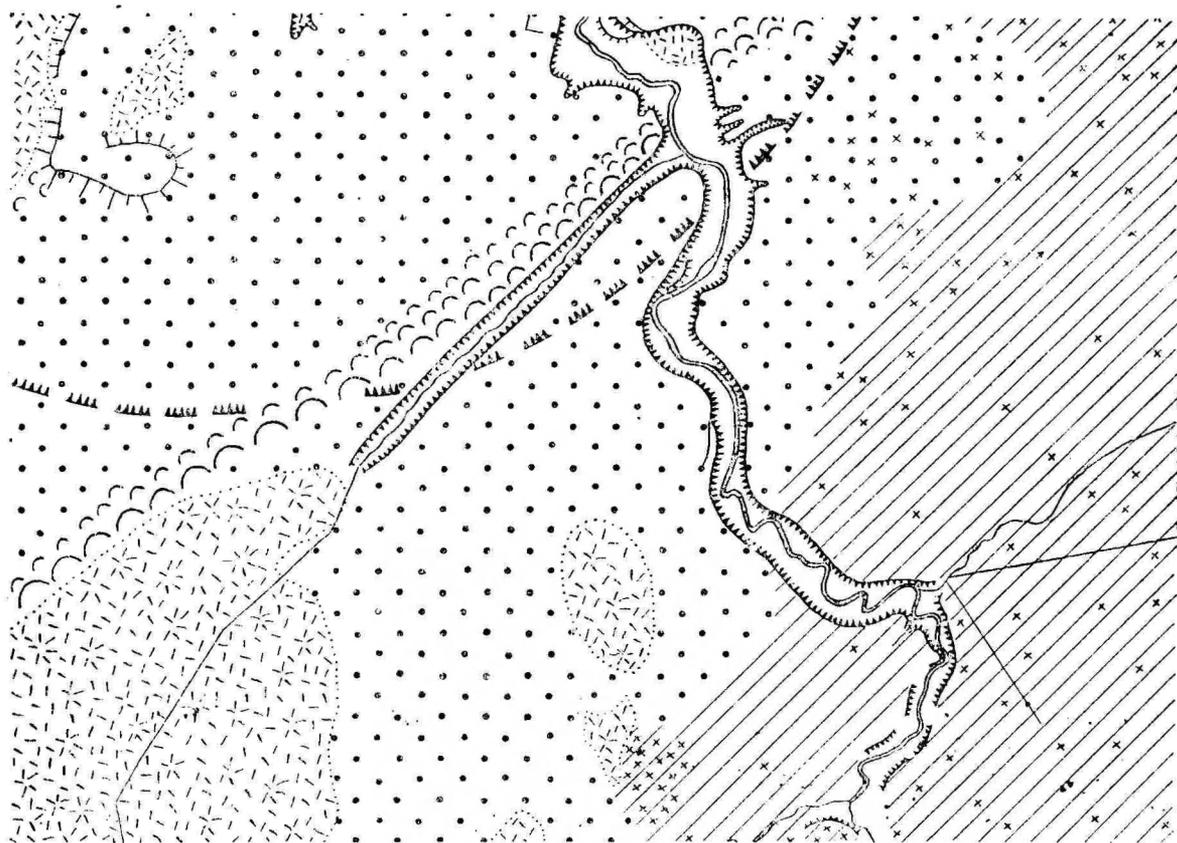


Рис. 12. Природные территориальные комплексы предглинтовой террасы и северного края

отметках уровней. О более низком уровне, прослеживаемом в пределах прибрежной низменности, уже говорилось. Его высота 50—65 м над уровнем моря. Абсолютные отметки верхнего уровня достигают 70—75 м. Прослеживается этот уровень между населенными пунктами Соосилла—Валгейыз—Лообу. Особенно ясна флювиогляциальная дельта в окрестностях д. Валгейыз. В своей маргинальной части она, аналогично северной, заканчивается часто в виде склона или уступа высотой 10—12 м, с абс. отметкой подножья приблизительно 65 м.

Поверхность описываемых равнин как при низком, так и при более высоком уровне в некоторой мере преобразована вследствие береговых процессов. Береговые образования Балтийского ледникового озера, прежде всего береговые бары, береговые валы и дюны, наблюдаются около реки Лообу между Таллин—Ленинградским шоссе и д. Йоавески, вблизи д. Калме и в других местах. Их высота в среднем 5—6 м, иногда достигает 12 м. Часто встречаются и сложные формы. В пределах водно-ледниковой равнины границы между ландшафтными районами условны.

Эти границы трудно определимы и в заболоченных участках. Болот много и их площадь весьма большая. Наибольшим и самым известным является верховое болото Лаукасоо (Лаукараба) к юго-западу от пос. Палмсе. Недалеко от названного болота, на левом берегу реки Лообу расположено верховое болото Силлаотса. Верховое болото Виру, третье по площади, занимает территорию западнее реки Пудисоо между старым и новым шоссе Таллин—Нарва (Ленинград). С северо-запада это болото ограничивается береговыми дюнами, продолжающимися до болота Турбасоо. Между деревнями Муркси и Колгакюла расположено болото Куллаканну, с одноименным крупным валуном. Кроме названных, наблюдаются еще многие мелкие болота как переходные, так и низинные.

Со своим расчлененным рельефом выделяются окрестности Вийтна, представляя собой поле флювиогляциальных камов, возникших во время пандивереской стадии последнего оледенения. В состав камового поля входят купола, холмы, валы и платообразные формы рельефа с относительной высотой до 25 м (абсолютная высота до 94 м) и связанные с ними термокарстовые образования. Камовое поле пересекается радиальным озом (Nestor, Rähni, 1969; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Во впадинах между камами расположились озера — олиготрофное Сууръярв (Пиккъярв), Вяйкеярв (Линаярв) и маленькое заболачивающееся озеро Набуди (Насуди).

Из рек заслуживают внимания Валгейыги со своим притоком Лызтса и река Лообу с притоками Лясна, Кырвисоя, Мустоя и Таммоя. Ширина их долин не превышает 100—250 м, глубина обычно не больше 6 м. Только глубина долины Валгейыги к югу от Ныммески достигает 15 м. По линии глинта заслуживают

внимание каньонообразные отрезки долин (фото 19). Длина каньона Ныммевески 440 м, ширина 60—70 м, глубина до 20 м (Linkrus, 1963b). Водопад сам невысокий, всего лишь 1,2 м (высота уступа 1,4 м). Недалеко от водопада на правом склоне каньона расположено великолепное обнажение пород ордовика. В каньоне развит аналогичный глинтавому природный комплекс. В растительности найден лунник оживающий (*Lunaria rediviva* L.). Маленький каньон имеется также у притока р. Валгейги — ручья Вазаристи. В нем расположен один из примечательных мелких водопадов Эстонии (фото 22), описание которого было сделано К. Орвику и А. Мийделом (Orviku, 1935, 1936; Miidel, 1962). Общее падение в пределах водопада 3,2 м.

У р. Лообу длина каньонообразного отрезка долины приблизительно 300 м. Глубина его 6—7 м, ширина — 40—60 м. По сравнению с каньоном Ныммевески, каньон Йоавески менее выражен. Зато интересен водопад в нем, состоящий из семи ступеней (фото 20). Наивысшей (приблизительно 1 м) является последняя по течению реки ступень. Все ступени вместе имеют высоту 4,4 м. По некоторым данным (Kaljuvee, 1933; устные сообщения местных жителей) каскад в современном виде образовался вследствие взятия известняка из долины во время стройки работающей там картонной фабрики. Ломку известняка облегчали системы трещин (Мийдел, 1971). По указанным выше сведениям раньше вместо каскада был один уступ высотой более 4 м.

В южной части национального парка наблюдаются и карстовые формы рельефа. Здесь наибольший интерес представляет ручей Вазаристи, который в окрестностях дороги Валгейэ — Локса на небольшом участке длиной приблизительно 150 м течет под землей (фото 21). Описание здешнего карста дано К. Орвику уже в 1936 г. (Orviku, 1936). Мелкие карстовые формы прослеживаются и в других местах в пределах известняковых плато. Из них более часты мелкие поноры. Последние известны в д. Выхма и Йоанду, но могут наблюдаться и в других местах.

Почвенный и растительный покровы в существенной мере зависят от геоморфологии территории. Вдоль глинта простираются перегнойно-карбонатные, дерново-карбонатные типичные очень маломощные (скелетные) и дерново-карбонатные типичные маломощные почвы. Возделыванию дерново-карбонатных (рихковых) почв кроме их засушливости препятствует большая каменистость. Местами дерново-карбонатные типичные и дерново-глеевые выщелоченные почвы покрыты природными лугами. На дерново-глеевых и болотных почвах, которые образовались на морене или озерно-ледниковых отложениях, часто произрастают заросли ольхи.

В пределах Кырвемаа, а также на тех участках известняковых плато, где палеозойская осадочная толща залегает глубоко под четвертичным покровом, на гравистых песках водно-ледниковой

дельты широко распространены типично-подзолистые и торфянисто-подзолисто-глеевые почвы, на которых растут, главным образом, сосняки. Как уже говорилось, большие площади заняты болотами. В подрайоне Аэгвнйду—Кяру, к которому относится и часть Кырвемаа, принадлежащая национальному парку, болота занимают 35% от всей площади (Lillema, 1963). В долинах на небольших площадях прослеживаются аллювиальные почвы.

Растительный покров южнее глинта весьма разнообразен. Альвары, альварный ельник в Колга, также наблюдаемый в Муукси, Колга и по линии глинта в долине р. Валгейыги широколиственный лес с липой и вязом в первом ярусе, представляют собой интереснейшие растительные сообщества Северной Эстонии. Подальше от глинта, где простираются моренные равнины, больше полей. Они чаще всего на месте бывших ельников. Но и там значительная площадь покрыта лесом, сосняками и ельниками, также небольшими болотами. В Кырвемаа на типично-подзолистых почвах, материнской породой которых являются песчаные водно-ледниковые отложения, широко распространены сосняки вересково-лишайниковые и сосняки-брусничники, заболоченные и болотные сосняки. Много переходных и верховых болот (Marvet, 1969; Varep, 1969).

Участки известнякового плато населены наиболее плотно и относятся к тем частям национального парка, где влияние деятельности человека самое сильное и самое продолжительное. Как сказано выше, поселения на известняковом плато очень древние. По имеющимся данным люди здесь в некоторых местах жили уже в конце неолита (Mooga, 1972). Рыбачьие поселения Северо-Эстонского побережья возникли гораздо позже; о них есть сведения со второй половины XIII в. Обширные участки малоплодородных водно-ледниковых равнин предглинтовой террасы прибрежной низменности и ландшафтного района Кырвемаа до сих пор населены очень редко.

* * *

*

Как следует из вышеизложенного, природа Лахемааского национального парка довольно разнообразна. Здесь на весьма небольшой площади представлены сочетания самых различных природных комплексов, начиная с известнякового плато с альварными сообществами или с девственных лесов Кырвемаа и кончая поднимающейся в настоящее время из-под уровня моря береговой зоной. Таким образом, территория национального парка представляет типичные ландшафты Северной Эстонии. Учитывая еще и то обстоятельство, что территория Лахемаа интересна и с точки зрения археологии и этнографии, можно заключить, что трудно было бы найти более подходящую территорию для национального парка.

ЛИТЕРАТУРА

- Варен Э. Ф., 1961. Физико-географическое (ландшафтное) районирование Эстонской ССР. Ученые записки Латвийского государственного университета, т. XXXVII. Рига.
- Варен Э. Ф., Тармисто В. Ю., 1967. Советский Союз. Эстония. Москва.
- Климатический атлас Эстонской ССР, 1969. Таллин.
- Линкрус Э., 1971. Геоморфология полуострова Кязму. Ученые записки Тартуского государственного университета, вып. 288. Труды по географии, IX. Тарту.
- Мийдел А. М., 1963. Распределение падений рек Северной Эстонии. Труды Института геологии АН ЭССР, XII. Таллин.
- Мийдел, А., 1967. Некоторые черты геоморфологии долин Северной Эстонии. Известия АН ЭССР, т. 16. Химия — Геология, № 3.
- Мийдел А. М., 1968. Геологическое строение и развитие долин Северной Эстонии в голоцене. Автореферат кандидатской диссертации. Таллин.
- Мийдел А., 1971. Новые данные о связи между направлениями долин и тектонической трещиноватостью в Северной Эстонии. Известия АН ЭССР, т. 20. Химия — Геология, № 2.
- Орвику К. К., 1960. Некоторые вопросы геоморфологии Эстонии. Академия наук СССР. Отделение геолого-геоморфологических наук. Геоморфологическая комиссия. Москва.
- Райк А. А., 1965. О климатическом районировании территории Эстонской ССР. Сборник работ Таллинского ГМО, вып. 3. Ленинград.
- Раукс А., Ряхни Э., Мийдел А., 1971. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллин.
- Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 4, вып. I, 1972. Ленинград.
- Справочник по климату СССР, вып. 4, часть II, 1965. Ленинград.
- Справочник по климату СССР, вып. 4, часть IV, 1968. Ленинград.
- Справочник по климату СССР, вып. 4, часть V, 1968. Ленинград.
- Eesti järved, 1968. Tallinn.
- Granö, J. G., 1922. Eesti maastikulisel üksused. Loodus, 2, 4, 5.
- Jõgi, A., 1973. Rändavate veelindude eldoraado. Eesti Loodus, 1.
- Kaljuvee, J., 1933. Die Grossprobleme der Geologie. Hinweise zur tagenden Lösung. Tallinn.
- Kask, L., 1964. Eesti NSV järvede nimestik. Tallinn.
- Kask, R., 1969. Eesti NSV mullastiku valdkonnad uues redaktsioonis. EMMTUI teaduslike tööde kogumik, XVI. Tallinn.
- Kildema, K., 1967. Rakvere rajooni maastikulisest liigestusest. Rakvere rajoonis. Kodu-uurijate seminar-kokkutulek 3.—7. juulini 1967. a., ettekannete lühikokkuvõtted. Tallinn.
- Krausp, C., 1935. Andmeid Eestis esinevast jõe-pärlikarbist (*Margaritifera margaritifera* L.) ja temas leiduvatest pärilitest. Loodusevaatleja, 1.
- Kuzilnõi, A., 1958. Mägri Mohni saarel. Eesti Loodus, 2.
- Laasimer, L., 1965. Eesti NSV taimkate. Tallinn.
- Lepiksaar, J., 1936. Lääne-Lahemaa linnustikust. Eesti Loodus, 5.
- Lillema, A., 1963. Eesti NSV muldade agronoomiliste omaduste regionaalseid erinevusi mullastikuvaldkondade lõikes. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1962. Tallinn.
- Ling, H., 1969. Suurimetajate pelgupaik. Eesti Loodus, 10.
- Linkrus, E., 1960. Rannajärvedest ja maagaasist Viinistu ümbruses. Eesti Loodus, 6.
- Linkrus, E., 1963a. Andmeid maastikulisest keelualast «Valgejõe org». Looduskaitsealaseid löid. Tartu Riikliku Ülikooli rotaprint. Tartu.
- Linkrus, E., 1963b. Valgejõe alamjooksu oru geomorfoloogiast. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1962. Tallinn.
- Linkrus, E., 1966. Merest sündinud. Eesti Loodus, 4.
- Linkrus, E., 1969. Pärисpea poolsaare geomorfoloogiast. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1967/1968. Tallinn.

- Linkrus, E., 1971. The development of the relief of the Käsnu Peninsula in the Holocene. Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis, 282. Publications on Geography, VIII. Tartu.
- Linkrus, E., 1972a. Meri ja maa — Lahemaa. Eesti Loodus, 11.
- Linkrus, E., 1972b. Mere- ja metsamaastik. Eesti Loodus, 12.
- Lippmaa, T., 1935. Eesti geobotaanika põhijooni. Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis (Dorpatensis), A XXVIII, 4. Acta Instituti et Horti Botanici, IV, 3—4. Tartu.
- Mank, A., 1962. Vahe-Eesti põhjaosa linnustikust. Loodusteaduste Muuseumi töid, I. Tallinn.
- Marvet, A., 1969. Metsade ja soode maa. Eesti Loodus, 10.
- Miidel, A., 1961. Holotseensete orgude geoloogilise arenemise seaduspärasusi Põhja-Eestis. ENSV TA Geoloogia Instituudi uurimused, VII. Tallinn.
- Miidel, A., 1962. Vasaristi org. Eesti Loodus, 4.
- Moora, T., 1972. Muinasasustusest Lahemaal. Eesti Loodus, 11.
- Nestor, H., Rähni, E., 1969. Oosid, voored, mõhnastikud. Eesti Loodus, 10.
- Orviku, K., 1935. Jugadest Põhja-Eesti pangal. Eesti Loodus, 4.
- Orviku, K., 1936. Vasaristi salajõgi. Eesti Loodus, 1.
- Raik, A., 1967. Eesti kliimaatiliseest rajoneerimisest. Eesti Loodus, 2.
- Tammekann, A., 1935. Põhja-Eesti paekaldast. Loodusevaatlaja, 1.
- Tammekann, A., 1940. The Baltic Glint. Publicationes Instituti Universitatis Tartuensis Geographici, 24. Tartu.
- Tappo, E., 1972. Lahemaa metsad. Eesti Loodus, 11.
- Tiik, L., 1970. Pärlite püüdmisest Eestis. Eesti Loodus, 4.
- Varep, E., 1964. The landscape regions of Estonia. Transactions of the Tartu State University, 156. Publications on Geography, IV. Tartu.
- Varep, E., 1967. Rakvere rajooni asulastikust. Rakvere rajoonis. Kodu-uurijate seminar-kokkutulek 3.—7. juulini 1967. a., ettekannete lühikokkuvõtted. Tallinn.
- Varep, E., 1969. Kõrvemaa — Põhja-Eesti metsanurk. Eesti Loodus, 10.
- Varep, E., 1972. Rännates külateid. Eesti Loodus, 11.
- Veenpere, R., 1973. Lahemaa metsaelanikest. Eesti Loodus, 1.

LAHEMAA RAHVUSPARK

Füüsilisgeograafiline ülevaade

E. Linkrus

Resümee

Lahemaa rahvuspark (pindala 438 km²) loodi Eesti NSV Ministrite Nõukogu määrusega 1. juunil 1971. a. Hiljem suurendati pargi territooriumi ligikaudu 644 km²-ni. Rahvuspark asub Põhja-Eestis, nelja maastikurajooni kokkupuutealal. Siia jääb osa Põhja-Eesti rannikumadalikust koos mõne saarega Soome lahes, osa Põhja-Eesti lavamaast, samuti osa Kirde-Eesti lavamaast ja Kõrvemaast. Suurima pindalaga on rannikumadalik, millelt kõnealune rahvusparki ala on saanud ka oma nimetuse — Lahemaa.

Rahvusparki territooriumi glatsiaalsed pinnavormid on tekkinud viimase jäätumise pandivere ja palivere staadiumil. Vanadest rannikumoodustistest on kõige silmatorkavamad Antsülusjärve ning Litoriiinamere transgressioonideaegsed pinnavormid. Vaata-

mata ala väikesele ulatusele põhja-lõuna suunas (kuni 20 km) on kliima rannikul, eriti poolsaartel, märgatavalt merelisem kui rahvuspargi lõunaosas. Rahvuspargi piiresse jääb viis jõge (Pudisoo, Valgejõgi, Loobu, Võsu ning Oandu e. Altja jõgi); nendega on seotud kolm juga (Nõmmeveski, Vasaristi, Joaveski). Vasaristi ojaga ühenduses esineb karstinähteid. Järvedest on tuntumad Lohja, Käsmu ja Viitna järved. Et maapind on enamasti kivine või liivane, siis on suurem osa territooriumist (peaaegu 60%) metsa all; sood hõlmavad ca 10% rahvuspargi pindalast. Domineerivad männimetsad leetmuldadel. Lavamaa äärealal leidub paiguti väga õhukese pinnakatte tingimusi tekkinud loomuldadel ainulaadse taimkonnaga alvareid.

Rannikumadalik jaguneb kaheks erinevaks osaks — rannikumaastikuks ning vähem liigestatud fluvioglaatsiaalse delta (klindiesise terrassi) piirkonnaks eelmisest lõuna pool. Piiriks nende vahel on kuni 20 m kõrgune nõlv (astang), mis moodustus viimasel mandrijäätmisel mandrijää serva ees. Rannikumadaliku põhjapoolses osas annavad maastikule ilme okasmetsaga kaetud kivid poolsaared, merelised astangud, rohked rannavallid ja luiteahelikud ning sooribad viimaste vahel ja taga. Klindiesisel terrassil (fluvioglaatsiaalse delta alal), mis on peaaegu tervikuna männimetsa all, on rannikumoodustisi vähem; siin on silmatorkavaiks pinnavormideks sügavalt pudedaisse settesse lõikunud jõeorud.

Lavamaa etteulatuvate klindineemikute kohal on lubjakiviplatoo ja rannikumadaliku piir maastikus selgesti jälgitav. Paigus, kus klint on ära kulutatud (nn. klindilahed), selge maastikuline piir puudub. Lubjakiviplatoo serva absoluutne kõrgus on rahvuspargis 50—60 m. Platoo servaalal leidub lagedaid või kadakatega alvareid. Esineb ka moreenitasandikke, mis enamasti on põllu all. Valdavalt on loodusliku ilme säilitanud mandrijää sulamisvee setetasandikud ning sood; viimased kaks maastikutüüpi on omased eriti Kõrvemaale. Kõrvemaale jäävas Viitna mõhnastikus saavutab rahvuspark oma suurima absoluutse kõrguse (94 m).

THE LAHEMAA NATIONAL PARK Physico-Geographical Study

E. Linkrus

Summary

The Lahemaa National Park (438 sq. kms) was established by decision of the Council of Ministers of the Estonian S. S. R. on June 1, 1971. Later its territory was enlarged and now the park

takes up an area of almost 644 sq. kms on the coast of the Gulf of Finland in North Estonia. Four physico-geographical regions are represented here: the Coastal Flats of North Estonia, the North Estonian Limestone Plateau, the North-East Estonian Plateau and the *Kõrvemaa* Area. Of these the coastal flat zone is the most extensive in area and has given the region its name — *Lahemaa* (Bay area).

The glacial relief forms of the park came into being during the Pandivere and Palivere stages of the last glaciation. The most conspicuous of the ancient coast-lines are those of the Ancyclus lake and the Littorina sea transgressions. The climate of the area is of maritime character, especially on the headlands and islets. There are five rivers, three waterfalls and some karst areas in the Lahemaa National Park. The best-known lakes are those of Lohja, Käsma and Viitna. As the ground is mostly very stony or sandy nearly 60 per cent of the whole territory is covered with woods, mainly pine forests on podzol soils. Mire land occupies approximately 10 per cent of the territory. On the edge of the limestone plateau there occur alvar patches with a very thin surface cover and unique vegetation on limestone-rendzinas (alvar soils).

The coastal flats are divided into two parts — a coastal zone and a less broken fluvio-glacial delta subregion to the south. The boundary between them is a scarp up to 20 metres in height, which was formed in front of the continental ice-sheet during the last glaciation. The landscape in the northern part of the coastal flats is characterized by stony headlands covered with coniferous forests, by marine terraces, numerous coastal barriers, chains of sand dunes, and stretches of swampland between and behind the dunes. There are fewer coastal relief forms in the fluvio-glacial delta area which is almost completely covered with pine forests. The most conspicuous surface forms here are the river valleys that have cut deep into the friable sediments.

The boundary with the coastal flat zone is distinct where the limestone plateau occurs in the form of small Glint promontories. In those places where the Glint has been worn away (the so-called Glint bays) there is no clear boundary in the landscape. In the national park the absolute height of the edge of the limestone plateau is 50—60 metres. On the fringes of the plateau there are alvar-type localities which are either bare or overgrown with junipers. Farther on there occur characteristic moraine plains which are mostly under cultivation. The plains formed from glacial melt-water sediments and the mires have largely retained their natural appearance. These two landscape types are particularly characteristic of the *Kõrvemaa* Area. The latter also comprises the Viitna kames where the national park attains its greatest absolute elevation (94 metres).

ОБ ИССЛЕДОВАНИИ УРОЧИЩ И МЕСТНОСТЕЙ

А. Конго

С каждым годом увеличивается интерес к ландшафтным исследованиям, поскольку материалы этих исследований будут все больше и больше использоваться при разных территориальных планировках. Согласно Ф. Н. Милькову (1966), основой всякой прикладной ландшафтной карты является общенаучная ландшафтная карта. Но методика ландшафтных исследований еще не разработана в общепринятом виде. Ниже излагаются некоторые результаты, полученные при изучении урочищ и характеристики местностей.

При планировке территории в целях сельскохозяйственного использования, а также в некоторых других целях, прежде всего учитываемыми ландшафтами являются урочище и местность. Картирование и описание фаций по-видимому необходимы только для составления классификации урочищ, а также при исследовании ключевых участков. Прикладное значение имеют материалы по исследованию фаций при детальном планировании относительно небольших территорий. Исследование фаций уже ранее рассмотрено автором (Kongo, 1969).

На основе проведенных работ и полученного опыта можно сказать, что для получения ландшафтоведческих исходных материалов в целях разных территориальных планировок следует прежде всего изучить урочища и охарактеризовать местности по сочетанию урочищ. Методика исследования урочищ выработана на основе методических работ (например, Г. Н. Анненская и др., 1968; А. А. Видина, 1962 и 1963; А. Г. Исаченко, 1961 и 1965; В. Б. Иванов, 1968 и др.) и полученного опыта.

Урочищем называется закономерно построенная система фаций, формирующаяся на одной мезоформе рельефа (например гряда, бугор, западина, равнина с однородным субстратом и пр.) и объединяемая общей направленностью движения вод, переноса твердого материала и миграции химических элементов. Короче говоря, урочище — комплекс фаций на одной мезоформе рельефа.

Урочища мы можем разграничить как камеральным путем, так и в поле. Камерально можно разграничить урочища только при наличии крупномасштабных специальных карт (геоморфологическая, геоботаническая, гипсометрическая, почвенного покрова и др.). Названные карты накладываем друг на друга и вырисовываем границы по принципу определяющего и индикаторного фактора. Этот принцип был предложен А. А. Григорьевым (1946) и потом рассмотрен многими авторами (например, Ф. Н. Мильков, 1956; А. Г. Исаченко, 1961 и 1965; V. Lepaserr, 1964; В. И. Прокаев, 1967). Поэтому его можно считать общепринятым. Урочища нумеруются и их описания составляются по данным использованных карт. Затем урочища типизируются, и карта оформляется в виде типологической карты. Эта карта и описания урочищ требуют уточнения и дополнения в поле. Но главным является полевое исследование урочищ.

Если сначала составляется карта фаций, то урочища выделяются соответствующими сочетаниями фаций. А если объектом исследования являются урочища, то они выделяются по мезоформам рельефа, причем при разграничении учитываются изогипсы, почвенный и растительный покровы. В значительной мере выделение урочищ облегчает обобщенная карта почвенного покрова, на которой ограничены сочетания почв. На основе такой карты урочища выделяются почвенными сочетаниями, которые связаны мезоформами рельефа. Кроме того, детальные и обобщенные почвенные карты содержат много данных для описания урочищ.

Пока еще не разработана методика выделения урочищ в обширных долинах, на длинных уступах, грядах и гривах. Там приходится картировать фации и разграничивать урочища, учитывая различия в характере сочетаний фаций.

Масштаб топографической основы картирования урочищ зависит главным образом от строения поверхности. Для холмистых территорий подходит масштаб 1 : 10 000, для одолинных волнистых равнин — 1 : 25 000 и для редко встречающихся обширных равнин — 1 : 50 000.

Для характеристики урочищ во время экспедиций изучаются компоненты ландшафта и природные процессы по соответствующим методикам и таксономиям. Количество собираемых данных и одновременно содержательность описания зависят пока от возможностей проведения исследований.

Для протоколирования полевых данных нами составлена анкета описания урочища на основе перфокарты К-5 (рис. 1). На ней предусмотрено описание тех явлений, изучение которых является возможным при площадной съемке. Эта перфоанкета отличается от опубликованных в печати образцов перфокарт. Образцы перфокарт, предлагаемые Т. Д. Александровой (1967) и Д. Л. Армандом (1968), представляют собой коды, с помощью которых данные сразу (в поле) показываются на перфорации. В

КАРЕТА ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ ТГУ						ОПИСАНИЕ УРОЧИЩА				
№ ур.	Площ.	Число	Составитель	Адм. район	Сельсовет	Хозяйство	Масшт.			
Ф.р.			М.т.р.			Ч.р.				
						Четв. отложения				
						I			II	III
						Геом. процесс инт.				
						I	II	III	IV	
Заметки:						Размеры формы рельефа				
						Выс./глуб. в м	Уклон	Отн. выс. в м	Уклон в конт.	
Гр. вода						Угодия и тип растительности				
Степень увлажн.				Почвы		I	II	III		
С	н	перпос	вода	I	II	III	Бон.			

Рис. 1. Перфоанкета описания урочища.

таким случае: 1) указываются не точные данные, а «с этого до этого», 2) отсутствует возможность проверки правильности вырезывания, 3) нельзя применить какую-либо другую таксономию. При заполнении составленной нами перфоанкеты данные записываются в ходе полевых работ, а потом при помощи кода перфорируются.

Для заполнения перфоанкеты даются следующие указания.

Заполнение первого ряда перфоанкеты (номер урочища — № ур., площадь урочища — пл. ур., число выполнения — число, имя составителя — составитель, административный район — адм. район, сельсовет, наименование землевладельца — хозяйство и масштаб топографической основы — масшт.) не нуждается в объяснениях.

Форма рельефа (Ф. р.). На первой строчке записывается морфологическое название мезоформы рельефа. Для описания ее во многих местах определяются относительные высоты и уклоны. На основе этих данных составляется краткое описание, содержащее данные о горизонтальной проекции, ориентации, длине, ширине, морфологии и уклоне склона и высоте (глубине) этой мезоформы рельефа. В описание включают еще относительные высоты (выше 1 метра) и уклоны (выше 1 градуса) элементов рельефа и характеристику микрорельефа. Из приведенных данных делаются обобщения для сравнения урочищ и они записываются на анкету под заглавием: размеры мезоформы рельефа.

Размеры формы рельефа характеризуются прежде всего указанием высоты (или глубины) в метрах (выс./глуб. в м).

На верхней строчке перфоанкеты указывается средняя относительная высота (глубина), на нижней — амплитуда высоты (глубины). В характеристике равнин эти данные отсутствуют. Дальше дается уклон — на верхней строчке средний уклон, внизу амплитуда уклона склонов. Относительными высотами в контуре (отн. выс. в к.) отмечаются неровности склонов, вершин и равнин, при этом не учитывается высота (глубина) самой мезоформы рельефа. На верхней строчке дается средняя, внизу максимальная волнистость в метрах. Таким образом, характеризуются и уклоны в контуре (укл. в конт.).

Морфогенетический тип рельефа (М. т. р.). На этой строчке пишется название морфогенетического типа рельефа по списку классификации форм рельефа Эстонской ССР.

Число расчлененности (Ч. р.). Это число показывает, сколько возвышений находится на территории площадью 100 га (1 кв. км). Число получается путем подсчета возвышений на гипсометрической, почвенной или ландшафтной (карта урочищ) карте.

Четвертичные отложения (Четв. отложения) описываются по верхней части (мощностью 2 м). На перфоанкете с помощью общепринятых сокращений и индексов указываются генезис и механический состав материала. Данные пишутся на перфоанкету в следующем порядке: в графу I — данные о доминантном (по площади) материале, в графу II — о субдоминантном материале и в графу III — о дополнительном материале. При характеристике двучленных материалов на верхней строчке дается генетический тип, механический состав и мощность покровного слоя, внизу те же данные для нижележащего слоя. Если коренные породы к поверхности ближе чем на 2 м, то на нижней строчке отмечается название коренных пород. При приближении коренных пород к поверхности лишь в отдельных местах нужная заметка делается на предусмотренной для заметок строчке. В характеристике торфа вместо механического состава пишется степень разложения.

Геоморфологический процесс (Геом. процесс). Здесь перечисляются процессы, изменяющие главным образом строение поверхности в данном урочище. Такими процессами могут быть поверхностная эрозия, овражная эрозия, размывание, намывание, затопление, заболачивание, абразия и закарстование. Степень интенсивности (инт.) (1 — слабая, 2 — средняя, 3 — сильная) определяется по результатам процесса.

Глубина грунтовых вод (Гр. вода). Она отмечается только тогда, когда грунтовая вода залегает неглубоко и измеряется во многих местах. Если глубина большая и измеряется только в отдельных местах, то данные пишутся не на перфоанкету, а на карту урочищ.

Степень увлажнения (Степень увлажн.) определяют главным образом по генетическим видам почвы, указывая приблизительное количество (площадь) сухих (с), нормально увлажненных (н), временно переувлажненных (пер.) и постоянно переувлажненных (пос.) земель.

Почвенный покров (Почвы). На основе почвенной карты по занимаемой площади определяются доминантные, субдоминантные и дополнительные виды почвы и записываются по очереди — I—III. Кроме того, определяется число расчлененности почвенного покрова, то есть число почвенных ареалов на 100 га. Число пишется на перфоанкету после слова «почвы».

Угодия и тип растительности. На верхней строчке отмечаются угодия, внизу — название соответствующей геоботанической единицы. На основе карты угодий определяется число расчлененности угодий (как для почвенного покрова).

На другой стороне перфоанкеты можно нарисовать уменьшенную схему фациальной структуры данного урочища и протоколировать дополнительные данные.

По вышеприведенной методике исследовались некоторые места южной части Эстонии, при этом не только для уточнения методик и описания урочищ, но и для характеристики местностей.

В южной части ЭССР, занимающей около 15 800 кв. км, выделены, по Э. Варепу (1961), 7 типов ландшафтов (местностей): 1) ландшафты моренных равнин, охватывающие 42% названной территории; 2) ландшафты озерно-ледниковых равнин — 14%; 3) друмлиновые ландшафты — 13%; 4) холмисто-моренные ландшафты — 12%; 5) ландшафты зандровых равнин — 12%; 6) болотные ландшафты — 6%; 7) камовые ландшафты — 1%; 8) ландшафты равнин на ленточных глинах (в небольшом количестве).

Распространение названных типов ландшафтов указано на рисунке 2. Там и показана территория исследования урочищ. Полученный опыт и собранные материалы позволяют сказать, что предлагаемая методика исследования урочищ предварительна и отвечает требованиям и может применяться при изучении всех типов местностей в южной части ЭССР. Но пока у нас имеется еще слишком мало описаний урочищ, чтобы составить классификацию урочищ прикладного назначения.

Для использования в целях характеристики местностей они первоначально сгруппированы по мезоформам рельефа, причем выделяются урочища возвышений, равнин и вогнутых форм рельефа. Местностью мы называем сочетание урочищ на одном морфогенетическом типе рельефа.

Собранный материал позволяет провизорно характеризовать морфологическую структуру местностей моренных равнин, озерноледниковых равнин и отчасти друмлиновых полей.

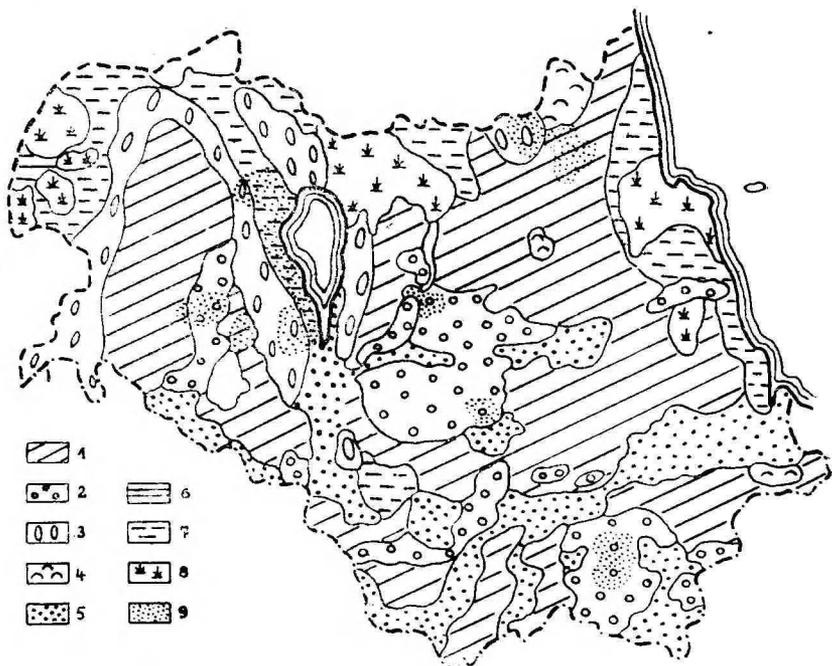


Рис. 2. Типы ландшафтов южной части Эстонской ССР по Э. Варепу (1961). 1. Ландшафты моренных равнин. 2. Холмисто-моренные ландшафты. 3. Друмлинные ландшафты. 4. Камовые ландшафты. 5. Ландшафты задровых равнин. 6. Ландшафты озерно-ледниковых равнин. 7. Ландшафты равнин на ленточных глинах. 8. Болотные ландшафты. 9. Территория исследования урочищ.

По занимаемой площади выделяются урочища доминантные, субдоминантные и дополнительные. Свойства и взаимные (главным образом пространственные) отношения этих урочищ довольно наглядно характеризуют местности.

Местности моренных равнин исследовались на территории в 90 кв. км. В этих местностях доминируют урочища равнинного типа, охватывающие в среднем 87% площади местностей. Средняя площадь этих урочищ — 36 га, в виде исключения до 200 га. На первом месте по охватываемой площади стоят урочища волнистых моренных равнин с суглинистыми материнскими породами и распаханными дерново-подзолистыми почвами (всего 52% равнинных урочищ). Наряду с ними распространены урочища постоянно переувлажненных низинных болот под естественной растительностью (лесолуга и низинно-болотные леса), охватывающие до 48% территории равнинных урочищ. Выясняется, что если среди урочищ равнинного типа господствуют урочища сла-

бвоволнистых моренных равнин, то тогда средняя площадь урочищ болотных равнин велика; а если господствуют урочища средние и сильноволнистых равнин, средняя площадь урочищ болотных равнин невелика. Субдоминантными урочищами в этих местностях являются урочища типа вогнутых форм рельефа. Главными являются здесь урочища переувлажненных ложбин под естественной растительностью. Они занимают в среднем 9% площади местности. Дополнительные урочища представлены урочищами возвышений (около 3%), это главным образом урочища пологих гряд с распаханymi дерново-подзолистыми почвами или покрытые хвойными лесами.

В общем местности моренных равнин характеризуются довольно однородным строением поверхности, плодородными почвами, высокой распаханностью и густым населением.

Местности озерно-ледниковых равнин исследовались на территории площадью около 55 кв. км. Для них характерен большой перевес урочищ равнинного типа, охватывающих 88% изученной территории. Доминантными урочищами являются урочища слабвоволнистых равнин с двухчленными четвертичными отложениями и временно переувлажненными дерново-подзолисто-глееватыми распаханymi почвами. Естественная растительность представлена только отдельными рощами. Встречаются еще отдельные большие (площадью 200—300 га) урочища постоянно переувлажненных низинно-болотных равнин, покрытых болотными лесами.

Субдоминантные урочища представлены урочищами долин и ложбин, охватывающими 10% территории местности. Среди них выделяются урочища неглубоких корыто-образных долин с довольно пестрым почвенным и растительным покровом. Дополнительными урочищами являются урочища возвышений (2%), представленные, главным образом, урочищами пологих гряд с суглинистыми четвертичными отложениями и распаханymi дерново-подзолистыми почвами. Они расположены большей частью на окраинах местности.

В общем местности озерно-ледниковых равнин характеризуются довольно однородным строением поверхности и высокой окультуренностью.

В местности друмлинового поля, изученного на 8 кв. км, доминируют урочища пологих гряд, состоящих из гляциальных карбонатных отложений, с распаханymi дерново-карбонатными (частично смытыми) выщелоченными почвами. Эти урочища охватывают 52% территории. Субдоминантными урочищами являются урочища частично окультуренных болотных равнин (27%) и урочища средневолнистых распаханых моренных равнин (8%).

Выясняется, что доминантные урочища занимают всегда больше половины территории местности, и тем больше, чем меньше

расчленён рельеф. Вместе с увеличением расчлененности рельефа уменьшается различие доминантных и субдоминантных урочищ по площади в данной местности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова Т. Д., 1967. Перфокарты в физико-географических исследованиях. Москва.
2. Анненская Г. Н., Видина А. А., Жучкова В. К. и др. 1962. Морфологическая структура географического ландшафта. Москва.
3. Арманд Д. Л., 1968. Физическая география в наши дни. Москва.
3. Вареп Э. Ф., 1961. Физико-географическое (ландшафтное) районирование Эстонской ССР. Ученые записки Латвийского гос. ун-та, том XXXVII. Рига.
5. Видина А. А., 1962. Методические указания по полевым крупномасштабным ландшафтным исследованиям. Изд. геогр. ф-та МГУ. Москва.
6. Видина А. А., 1963. Методические вопросы полевого крупномасштабного ландшафтного картографирования. В сб. «Ландшафтоведение». Москва.
7. Иванов В. Б., 1968. Методика полевых ландшафтных исследований. Ленинград.
8. Исаченко А. Г., 1961. Физико-географическое картирование III. Ленинград.
9. Исаченко А. Г., 1965. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. Москва.
10. Мильков Ф. Н., 1956. Физико-географический район и его содержание. Москва.
11. Мильков Ф. Н., 1966. Ландшафтная география и вопросы практики. Москва.
12. Прокаев В. И., 1967. Основы методики физико-географического районирования. Ленинград.
13. Раман К. Г., 1959. Опыт классификации и типизации географических ландшафтов как основы для физико-географического районирования. Ученые записки Латвийского гос. ун-та, том XXVII. Рига.
14. Kongo A., 1969. Faatsieste iseloomustamisest. Tartu Riikliku Ulukooli toimised. Geograafia-alaseid töid V. Tartu.
15. Lepasepp V., 1964. Maastikulise printsiibi rakendamiseest maafondi uurimisel. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1962. Tallinn.

PAIGASTE JA PAIGASTIKE UURIMISEST

A. Kongo

Resümee

Territooriumi planeerimise alusena kasutatakse järjest enam maastikuteaduslikke materjale. Põllumajanduslike ettevõtete territooriumi planeerimisel arvestatakse eelkõige väikeste maastike iseloomu. Sel otstarbel tuleb uurida paigaseid ja iseloomustada paigastikke nende paigaselise koosseisu kaudu.

Erialaste trükitööde ning välitöödel saadud kogemuste põhjal on välja töötatud paigaste uurimise meetodika. Selles antakse

juhiseid paigaste kaardistamiseks ja iseloomustamiseks. Andmete protokollimiseks on koostatud ankeet perfokaardil, mis võimaldab ca 25 näitaja fikseerimist. Seda paigaste uurimise meetodikat on kasutatud Eesti lõunaosa maastikulisel uurimisel, kus see on osutunud kasutuskõlblikuks.

Eesti lõunaosas on eristatud 8 paigastikutüüpi. Paigaste uurimisandmete alusel on iseloomustatud neist kolme — moreentasandike, jääjärvetasandike ja voorestikupaigastike — paigaseline koosseis.

INVESTIGATION INTO LOCALITIES AND LANDSCAPES

A. Kongo

Summary

The data furnished by landscape science are more and more widely used in regional planning. In choosing sites for and laying out the surroundings of agricultural enterprises the characteristic features of small landscape units are taken into consideration in the first place. For this purpose the landscapes should be characterized through a detailed description of the peculiarities of their most important localities.

A special method for locality study has been elaborated on the basis of pertinent literature as well as practical experience in field work. To collect the necessary data a questionnaire was drawn up on a punch-card. This makes it possible to determine about 25 indices characterising the local features. Such questionnaires were used in landscape investigations carried out in the southern part of Estonia and they proved effective.

All in all eight types of landscape have been differentiated in South Estonia. On the basis of the data obtained the author was able to give a full characterisation of three of these landscape types — moraine plains, forest covered lowlands (sites of former glacial lakes) and drumlin areas.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СУТОЧНЫХ СУММ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ ПО ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ СОЛНЕЧНОГО СИЯНИЯ

Л. Пахапилл

Настоящая статья во многом является возвращением к проблемам, рассмотренным ранее в исследовании А. Райка (1963), в котором по данным Тарту и Москвы было доказано, что количество часов продолжительности солнечного сияния за день неплохо характеризует суточную сумму притока солнечной радиации и поэтому может быть основой при типизации погоды, в частности, в рамках классификации, применяемой в комплексной климатологии. Актуальность обращения к данным продолжительности солнечного сияния была вызвана перспективой использования вычислительной техники для обработки перфорированной метеорологической информации при изучении режима погоды. Однако при машинной обработке наряду со значительным уменьшением трудоемкости анализа, можно пользоваться лишь той информацией, которая находится на перфокарте. Показателями, косвенно характеризующими режим радиации, на перфокартах являются суточная продолжительность солнечного сияния в часах и зашифрованные данные облачности. Но последние зашифрованы таким образом, что они довольно детально характеризуют ночную облачность, а о дневной не дают в большинстве случаев никакого представления. Поэтому здесь необходимо обратиться к данным продолжительности солнечного сияния.

Причиной возвращения к данной проблеме является обстоятельство, что за последние 10 лет актуальность данного круга вопросов ещё возросла. Нанесение метеорологической информации на механический носитель прочно вошло в практику. При машинносчётной фабрике ГУГМС в Новосибирске есть архив, составленный из более 150 миллионов метеорологических перфокарт с данными наблюдений большинства метеостанций СССР. С 1969 года на метеостанциях с помощью телетайпа данные наблюдений наносят на перфоленту. Обработками метеорологических перфокарт занимаются региональные вычислительные центры

гидрометсистемы в Обнинске, Новосибирске, Ташкенте и Хабаровске. Это показывает, что в настоящее время в климатологическом анализе можно широко использовать современную вычислительную технику.

Как нам известно, по теме применения данных продолжительности солнечного сияния как косвенной характеристики радиационного режима не было сделано дополнительных разработок или новых предложений. В 1968 году была издана монография С. И. Сивкова «Методы расчёта характеристик солнечной радиации», в которой в главе об учёте продолжительности солнечного сияния в расчётах радиационных характеристик автор делает вывод, что применение данных продолжительности солнечного сияния в вычислениях сумм радиации для отдельных дней приводит к совершенно неудовлетворительным результатам: ошибки составляют многие десятки процентов. Однако и С. И. Сивков предпочитает данные продолжительности солнечного сияния данным об облачности, которые определяются визуально и поэтому не свободны от субъективных неточностей. В отношении данных о продолжительности солнечного сияния приходится учитывать, что они регистрируются на метеостанциях при помощи гелиографа типа Кемпбелла-Стокса со стеклянным шаром, порог чувствительности которого меняется в пределах 0.30—0.40 кал/см²мин в зависимости от прозрачности шара и тона лент (Руководство . . ., 1961). При больших интенсивностях фиксируется лишь сияние солнца. Значит, на ленте гелиографа одинаковый след оставляет радиации с часовой суммой 21 кал/см² и 71 кал/см². При интенсивной радиации за несколько секунд солнечного сияния на ленте гелиографа остаётся след, по размерам соответствующий следу, который остаётся на ленте при непрерывном сиянии солнца в течение нескольких минут. Если, например, при переменной облачности солнце выходит через каждые 5—6 минут на полминуты, то на ленте гелиографа остаётся след непрерывного солнечного сияния.

Что касается использования данных солнечного сияния вместо данных облачности при типизации погоды в комплексной климатологии, то здесь главное не в точности вычисления суточных сумм радиации, а в обеспеченности сумм радиации, которые приняты за основу классификации выделения соответствующей погоды. Вообще надо учитывать, что большое количество радиации в одном периоде (и в один день) не компенсирует её недостаток в другом периоде. Поэтому наряду с суммарными и средними характеристиками климата важно знать повторяемость определенных характеристик климата, что и является принципиальной основой изучения климата как режима комплексов метеоэлементов — погоды. Для типизации погоды важно знать значения метеоэлементов каждого определённого дня, т. е. надо

знать, насколько числа часов продолжительности солнечного сияния характеризуют суточные суммы солнечной радиации.

В настоящей работе на ЭВМ «Найри-2» определены коэффициенты корреляции между суточными суммами суммарной радиации и продолжительности солнечного сияния для 6 метеостанций разного географического положения в СССР по материалам наблюдений за каждый день с апреля по сентябрь (тёплая поло-

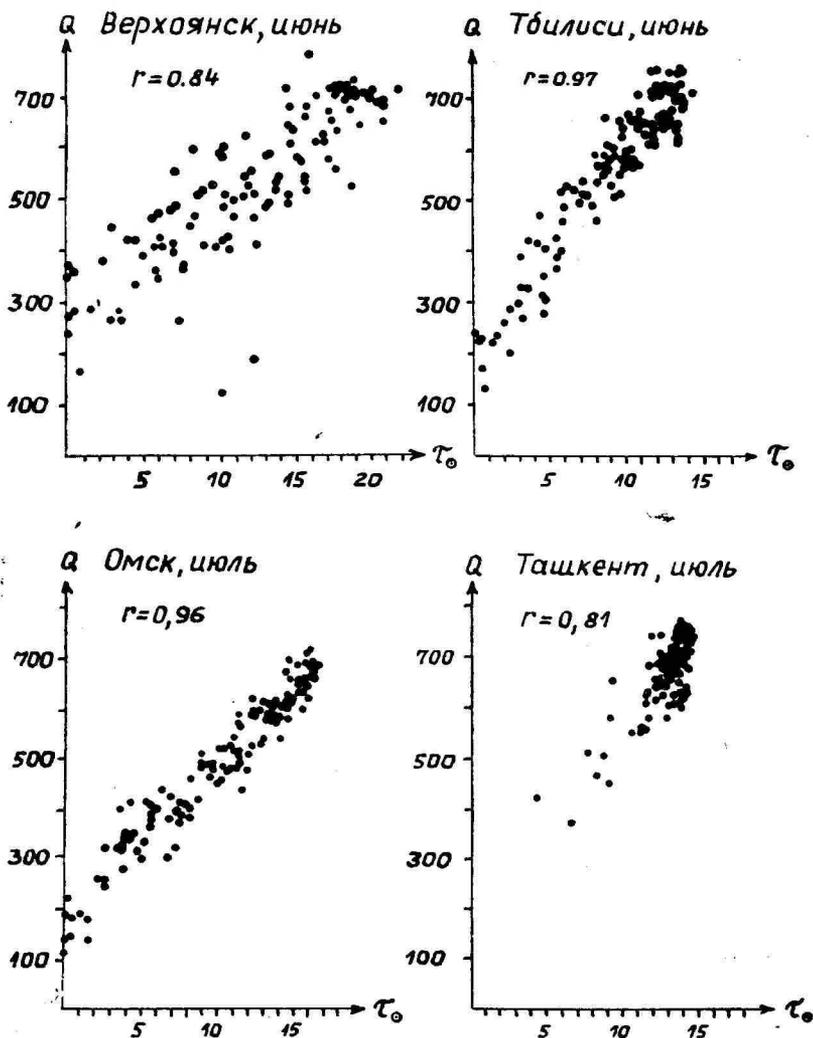


Рис. 1. Поля корреляции между суточными суммами суммарной радиации (Q) и продолжительности солнечного сияния (τ_{\odot}).

**Коэффициенты корреляции между суточными суммами продолжительности
солнечного сияния и суммарной радиации**

Таблица 1

Станция	Географическая широта	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Верхоянск	67,5	0,76	0,88	0,84	0,88	0,91	0,93
Охотск	59,5	0,91	0,89	0,93	0,92	0,94	0,91
Омск	55	0,94	0,91	0,94	0,96	0,90	0,92
Каунас	55	0,94	0,94	0,91	0,94	0,90	0,93
Тбилиси	42	0,92	0,95	0,92	0,97	0,94	0,95
Ташкент	41	0,96	0,96	0,88	0,81	0,83	0,83

**Коэффициенты корреляции между суточными суммами продолжительности
солнечного сияния и прямой радиации**

Таблица 2

Станция	Географическая широта	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Омск	55	0,94	0,92	0,93	0,95	0,93	0,95
Ташкент	41	0,96	0,94	0,88	0,86	0,91	0,89

Значения коэффициентов линейной зависимости

Таблица 3

Месяцы	Верхоянск		Охотск		Омск		Каунас		Тбилиси		Ташкент	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
Апрель	14,6	239,3	21,6	233,4	27,1	146,8	30,1	134,4	37,4	168,0	37,9	143,0
Май	18,3	306,9	26,4	260,0	38,4	184,7	32,1	174,3	39,2	215,5	35,9	208,1
Июнь	21,5	269,6	31,9	229,8	31,1	200,9	29,2	219,1	40,1	215,6	36,9	215,2
Июль	23,6	216,4	31,2	216,5	30,1	184,2	29,6	194,8	36,8	202,5	36,7	197,4
Август	24,6	165,9	27,5	165,2	27,0	147,7	33,9	132,2	36,4	189,6	34,4	179,3
Сентябрь	20,7	98,0	22,8	52,3	22,8	52,3	26,0	98,6	31,4	158,7	27,9	202,4

вина года) в 1960—1964 годы. Пятилетний период, т. е. 150 дней за каждый месяц, можно считать достаточным для анализа тесности связи между двумя метеорологическими характеристиками. Результаты разработок приведены в таблице 1, на рисунке 1 представлены поля корреляции по некоторым характерным пунктам и месяцам. Коэффициенты корреляции в большинстве случаев выше 0.9. Относительно заниженные коэффициенты по Верхоянску объясняются тем, что в условиях длинного дня роль часов со слабым притоком радиации велика. Относительно малые коэффициенты корреляции по Ташкенту вызваны, очевидно, спецификой климата данного региона, где отношение фактически наблюдаемого числа часов продолжительности солнечного сияния к возможному является наибольшим для этих широт, составляя в летние месяцы более 90%. При преобладании дней с продолжительностью солнечного сияния, близкой к максимальной, существенное значение при формировании суточных сумм притока радиации играет прозрачность атмосферы, которая в условиях Ташкента изменяется в относительно широких пределах (рис. 1).

Для Ташкента и Омска найдены и коэффициенты корреляции между суточными суммами прямой радиации и продолжительности солнечного сияния, результаты приведены в таблице 2. Как видим, и здесь связь хорошая, в общем даже лучше, чем на соответствующих станциях по суммарной радиации.

Довольно высокие коэффициенты корреляции и характер полей корреляции позволяют считать связь между суточными суммами суммарной радиации (y) и продолжительности солнечного сияния (x) линейной, которая выражается формулой:

$$y = ax + b$$

Значения коэффициентов a и b приведены в таблице 3. По своей сущности a и b климатические характеристики и отсутствие строгой закономерности в их ходе за тёплый период вызвано небольшой длительностью используемого нами периода (5 лет). При этом отклонение месячных сумм радиации от многолетней средней за рассматриваемые пять лет в разных пунктах в разные месяцы по-видимому неодинаковое.

Анализ материалов наших разработок приводит к выводу, что данные продолжительности солнечного сияния имеют довольно тесную связь с суточными суммами солнечной радиации и на них можно базироваться при типизации погоды по территории всего Советского Союза.

ЛИТЕРАТУРА

- Райк А. А., 1963. О применении косвенной характеристики радиационного режима при типизации погоды. Учёные записки Тартуского государственного университета, вып. 144. Труды по географии III. Тарту.
- Руководство гидрометеорологическим станциям по регистрации радиации. 1961. Ленинград.
- Сивков С. И., 1968. Методы расчёта характеристик солнечной радиации. Ленинград.

PÄIKESEKIIRGUSE PÄEVASUMMADE MÄÄRAMISEST PÄIKESEPAISTE KESTUSE JÄRGI

L. Pahapill

Resümee

Viimasel aastakümnel on NSV Liidu hüdrometeoroloogia teenistuse süsteemis üle mindud meteoroloogiliste vaatlusandmete kandmisele perfokaardile ja perfolindile, mis võimaldab klimatoloogilises analüüsis kasutada analüütilisi ja elektronarvuteid. Seoses sellega lihtsustub tunduvalt kliima kui ilmade (meteoroloogiliste komplekside) režiimi analüüs, mille kõige tähtsamaks esindajaks nõukogude klimatoloogias on kompleksse klimatoloogia meetod. Kliimaatiliste karakteristikutena saab masintöötuse korral kasutada aga üksnes neid näitajaid, mis on kantud perfokaardile (-lindile). Kompleksse klimatoloogia ilmade klassifikatsioonis kasutatavaid pilvisuse näitajaid ööpäeval perfokaardil näiteks aga pole. Perforeeritavad pilvisuse näitajad on šifreeritud selliselt, et need peegeldavad päevast pilvisust ebamääraselt, rääkimata kiirgusrežiimist, mis aga just on oluline.

A. Raik on pannud ette kiirgusrežiimi kaudse karakteristikuna kasutada päikesepaiste kestuse andmeid (Райк, 1963), esitades seejuures argumentatsioonina andmetöötused Tartu ja Moskva kohta.

Käesolevas artiklis peatutakse lühidalt päikesepaiste kestuse ja päikesekiirguse päevasummade vahelisel seosel Nõukogude Liidu erineva geograafilise asendiga jaamade näitel. Elektronarvutil «Nairi-2» on leitud korrelatsioonikoefitsiendid päevase päikesepaiste kestuse ja summaarse kiirguse päevasummade vahel 6 meteoroloogiajaama kohta aastaist 1960—1964 aprillist septembrini. Korrelatsioon nende kahe näitaja vahel on küllaltki tihe, korrelatsioonikoefitsient üldiselt üle 0,9 (tabel 1). Tabelis 2 on toodud korrelatsioonikoefitsiendid ka päikesepaiste kestuse ja otsese kiirguse päevasummade vahel Taškendi ja Omski andmetel, ka siin on seos väga hea. Arvutatud koefitsiendid ning joonisel 1 kujutatud korrelatsiooniväljad summaarse kiirguse päevasummade

($y=Q$) ja päikesepaiste kestuse ($x=\tau_{\odot}$) kohta lubavad meil seost pidada lineaarseks:

$$y=ax+b.$$

Koefitsientide a ja b arvutatud väärtused on antud tabelis 3.

Küllalt tihe seos päikese kiirguse päevasummade ja päevase päikesepaiste kestuse vahel võimaldab kasutada päikesepaiste kestuse andmeid, mis on kantud ööpäevasele perfokaardile ja perfolindile, kiirguse juurdevoolu kaudse karakteristikuna ilma klassifitseerimisel kogu NSV Liidu territooriumil.

DETERMINATION OF DAILY AMOUNTS OF TOTAL RADIATION ON THE BASIS OF THE DURATION OF SUNSHINE

L. Pahapill

Summary

The present paper deals with the relation between daily amounts of total radiation and the duration of sunshine. The correlation coefficients given in Table 1 have been compiled on the basis of data obtained at the following meteorological stations: Okhotsk, Verkhoyansk, Omsk, Kaunas, Tbilisi and Tashkent from April to September in 1960—1964. The correlation between these two characteristics is rather good, the correlation coefficient mostly being above 0.9. The correlation coefficients between the daily amounts of direct radiation and the duration of sunshine in Tashkent and Omsk are given in Table 2.

On the basis of Table 1 and Figure 1, which show the correlation fields of the daily amounts of total radiation (Q) and the duration of sunshine (τ_{\odot}), we can consider the relation to be a linear one

$$y=ax+b$$

The values of the coefficients a and b are given in Table 3.

As the relation between the duration of sunshine and the daily amounts of total radiation is rather close we can use the data for the former as a characteristic of incoming radiation for the classification of weather on the whole territory of the Soviet Union.

РАСЧЕТ ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕРА

Л.-П. Куллус

В расходной части водного баланса Псковско-Чудского озера испарение с его поверхности играет второстепенную роль, значительно уступая по величине стоку из озера. Однако испарение в среднем многолетнем балансе озера занимает немаловажное значение, особенно в теплое полугодие, поэтому определению его следует уделять большее внимание.

Процесс испарения с поверхности озера является наиболее сложным, по сравнению с формированием других элементов водного баланса. Он зависит от многих факторов, в том числе от метеорологических условий над водоемом. К метеорологическим условиям могут быть отнесены: интенсивность солнечной радиации, влажность воздуха, скорость ветра и температура поверхности озера. К числу второстепенных факторов, сказывающихся на испарении, можно отнести шероховатость и отражательную способность (альбедо) испаряющей поверхности (Константинов, 1968).

Об изученности вопросов испарения, а также о характере этого процесса М. П. Тимофеев (1963) пишет следующее: «По проблеме испарения с суши и водоемов в отечественной и зарубежной литературе имеется большое количество работ, исчисляемое не одной тысячей. Однако многие вопросы проблемы определения испарения не получили еще удовлетворительного для практики и науки решения. Это объясняется прежде всего сложностью процессов испарения в естественных условиях, их многообразием и многообразной связью с большим комплексом термодинамических явлений в различных слоях атмосферы. Процесс испарения связан с различными энергетическими преобразованиями не только у поверхности, но и в различных слоях атмосферы. Распределение и характер течений, термический режим и режим влажности, преобразование и режим лучистой энергии и многое другое прямо и косвенно влияют на испарение и другие фазовые преобразования воды в атмосфере» (стр. 97).

Вероятно, нет необходимости давать общее описание процесса испарения с поверхности озерных водоемов, так как это достаточно полно изложено в работах А. Р. Константинова (1968), М. П. Тимофеева (1963) и др.

Что же касается методов расчета испарения с поверхности водоемов, то можно сослаться на работу В. К. Давыдова (1941), где дается обзор используемых зарубежных и отечественных методов расчета испарения до 1941 г., и на совместную работу В. И. Кузнецова и Т. Г. Федоровой (1968), содержащую характеристику методов и формул расчета испарения за более поздний период.

I. Расчетная формула испарения с поверхности воды и ее аргументы

Как известно, основной формулой для вычисления величины испарения с поверхности озерных водоемов на территории СССР является формула Государственного ордена Трудового Красного Знамени гидрологического института (ГГИ) в виде:

$$E_0 = 0,14_n (e_0 - e_{200}) (1 + 0,72u_{200}), \quad (1)$$

где E_0 — величина испарения (мм) с водоема за расчетный период n суток; e_0 — среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды в водоеме, в мб; e_{200} — среднее значение упругости водяного пара (абсолютной влажности воздуха) над водоемом на высоте 200 см, в мб; u_{200} — среднее значение скорости ветра над водоемом на высоте 200 см, в м/сек; n — число суток в расчетном интервале времени, за который принимается месяц, а в начале и конце безледоставного периода — соответствующее число суток от даты вскрытия до конца данного месяца и от начала последнего месяца безледоставного периода до даты замерзания водоема.

Главным управлением гидрометеорологической службы СССР, Министерством энергетики и электрификации СССР и Министерством мелиорации и водного хозяйства СССР формула (1) введена с 1 января 1970 г. (Указания по расчету испарения с поверхности водоемов, 1969).

Основной формулы (1) были формула Б. Д. Зайкова (1949) и формула А. П. Браславского и З. А. Викулиной (1954), которые друг от друга отличаются только величиной параметра n : в формуле Зайкова она составляет 0,15, а у Браславского—Викулиной — 0,13.

Обоснование формулы ГГИ и вычисления входящих в нее аргументов дано в «Материалах междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испа-

рения с водной поверхности и суши» (1966). На базе названных «Материалов...» и были изданы «Указания по расчету испарения...», на которые мы ссылались выше. В «Указаниях...» (1969) все метеорологические элементы, входящие в формулу (1), подсчитываются по методике, основанной на применении метода теплового баланса с учетом трансформации метеорологических элементов над водной поверхностью. Там же даются вспомогательные формулы и таблицы-графики для определения всех аргументов основной формулы (1).

Расчет испарения с поверхности Псковско-Чудского озера производится для трех его частей (Чудского, Теплого и Псковского озер) отдельно. Для всего озера в качестве опорной метеорологической станции принята Озерная гидрометеорологическая станция Тийрикоя, как единственная, имеющая бесперывный ряд наблюдений за принятый нами сорокалетний расчетный период (1930—1969 гг.).

Средняя скорость ветра над озером на высоте 200 см (в м/сек) определяется по формуле:

$$U_{200} = K_1 K_2 K_3 U_{\phi}, \quad (2)$$

где K_1 — коэффициент, учитывающий степень защищенности метеорологической станции; K_2 — коэффициент, учитывающий характер рельефа в пункте наблюдений; K_3 — коэффициент, учитывающий среднюю длину разгона воздушного потока над озером (L_{cp}) при различной его защищенности; U_{ϕ} — скорость ветра на высоте флюгера за расчетный интервал времени, в м/сек.

Для Тийрикояской метеорологической станции величины коэффициентов следующие: K_1 с 1930 г. по сентября 1957 г. — 1,8, а с октября 1957 г. — 1,1; K_2 и K_3 — за весь расчетный период 1,0. Следовательно, величины $K_1 K_2 K_3$ до сентября 1957 г. составляют 1,8, а далее — 1,1.

Средняя длина разгона воздушного потока над озером вычислена по формуле:

$$L_{cp} = \frac{1}{100} [L_{C-Ю} (N_C + N_{Ю}) + L_{З-В} (N_З + N_В) + L_{СЗ-ЮВ} (N_{СЗ} + N_{ЮВ}) + L_{СВ-ЮЗ} (N_{СВ} + N_{ЮЗ})], \quad (3)$$

где $L_{C-Ю}$ и т. д. — средняя длина разгона воздушного потока по соответствующим направлениям профилей (км); $(N_C + N_{Ю})$ и т. д. — сумма повторяемостей направлений ветра двух взаимно противоположных румбов (%).

Средняя длина разгона воздушного потока над Псковско-Чудским озером определена по карте озера в масштабе 1:600000 с густотой сетки через каждые 5 мм. Данные измерений приведены в табл. 1.

Таблица 1

Средняя длина разгона воздушного потока (км) по 4 парам противоположных румбов над частями Псковско-Чудского озера

Румбы				
Часть озера	LC-Ю	LЗ-В	LCЗ-ЮВ	LCВ-ЮЗ
Чудское озеро	46,3	34,9	40,4	37,3
Теплое озеро	58,7	13,1	26,6	14,0
Псковское озеро	19,9	21,5	31,9	17,6

Многолетняя средняя повторяемость направлений ветра и штилей (%) для Тийрикояской метеорологической станции характеризуется следующими величинами:

С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
10	9	8	13	9	17	20	14	2

(Справочник ..., вып. 4, ч. III, 1966).

Подставляя соответствующие данные в формулу (3), получаем среднюю длину разгона воздушных масс для Чудского озера — 39 км, для Теплового — 26 км и для Псковского — 23 км.

Расчет среднемесячной температуры поверхности воды озера является наиболее сложной проблемой, так как данные прибрежных водомерных постов не характеризуют термического режима акватории озера.

Кроме систематических наблюдений над температурой поверхности воды на водомерных постах, температура поверхности воды озера измеряется во время экспедиционных выездов, проводящихся сотрудниками Озерной гидрометеорологической станции Тийрикоя начиная с 1950 г., а более систематически (раз в месяц) с 1956 г. Наблюдения производятся на 20-и гидрологических вертикалях продольного и поперечного разрезов.

По данным температуры поверхности воды, полученным во время экспедиционных выездов, были вычислены среднемесячные величины температуры поверхности озера за период 1956—1967 гг., но эти величины дали сильно завышенное испарение. Это вполне понятно и объясняется двумя обстоятельствами. 1) Для большинства гидрологических вертикалей число измерений в определенные моменты времени (конец декад безледоставного периода) оказалось недостаточным для вычисления средних величин с необходимой обеспеченностью. 2) Главная причина получения завышенных величин температуры поверхности воды озера по данным гидрологических экспедиций заключается в том, что экспедиции производятся, как правило, в тихую погоду или при слабых-умеренных ветрах, когда в озере наблюдается ярко

выраженная термическая слонность, следовательно, температура поверхностных слоев воды озера значительно выше обычной.

Таким образом, данные экспедиционных выездов не являются пока достаточно качественными для решения поставленной задачи, поэтому пришлось искать другие методы для получения величин среднемесячной температуры озера.

В «Указаниях...» (1969) для вычисления среднемесячной температуры поверхности воды предлагается метод теплового баланса водоема, который и был принят за основу.

Расчет был произведен по следующим формулам:

$$\Phi = S_p + S_a + S_r + a_3 t'_{200} + a_6 e'_{200}, \quad (4)$$

где Φ — суммарное количество тепла, поглощенное водой, в кал/см² сутки; S_p — поглощенная водой суммарная радиация, в кал/см² сутки; S_a — поглощенное водой встречное излучение атмосферы, в кал/см² сутки; S_r — теплообмен водной массы с ложем водоема, в кал/см² сутки; t'_{200} и e'_{200} — соответственно средняя месячная температура (в °С) и влажность воздуха (в мб) на высоте 200 см по данным континентальной метеорологической станции, расположенной в районе озера; a_3 и a_6 — параметры, зависящие от скорости ветра и длины разгона воздушного потока над водоемом.

Для упрощения расчета вначале вычисляется т. н. установившаяся температура воды для условного водоема, за который принимается водоем со средней длиной разгона воздушного потока 5 км, постоянной скоростью ветра, равной 4 м/сек, и глубиной, стремящейся к нулю. При таких условиях величина $a_3 = 17,6$ и $a_6 = 26,7$.

Величины S_p определены по данным общей и нижней облачности и географической широте озера. По данным Приложения 4 «Указаний...» (1969) нами составлена таблица величин S_p для Чудского озера. Упомянутая таблица составлена для широты 59° путем интерполяции по данным для 58° и 60° с. ш. Параллель 59° с. ш. проходит около северного берега Чудского озера. Для месяцев май — июль интерполяции не произведено, так как за этот период величины между 58 и 60° мало различаются между собою, а величины S_p берутся те, которые соответствуют 60-ой параллели.

S_a вычислено по формуле:

$$S_a = (b_1 + b_2) \sigma T_{200}^4, \quad (5)$$

где T_{200} — абсолютная средняя месячная температура воздуха по данным метеорологической станции (°С); b_1 и b_2 — параметры, зависящие от абсолютной влажности воздуха и общей и нижней облачности.

Величина $\sigma T_{200}^4 = \sigma (273,16 + t'_{200})^4$ определена по Приложению 5 «Указаний...» (1969), значения параметров b_1 и b_2 — по таблицам 1 и 2 упомянутых Указаний.

Приближенные величины теплообмена водной массы с ложем озера принимаются по табл. 2.

Таблица 2

Приближенные величины теплообмена воды с грунтом дна S_r
(кал/см² сутки) для Псковско-Чудского озера

М-ц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
S_r	10	7	6	1	-30	-34	-25	-8	11	23	24	14

(Из табл. 3 «Указаний...» /1969/)

По величине Φ из Приложения 6 «Указаний...» находится величина установившейся температуры воды для условного водоема t_{oy} , при допущении, что разность температур воды и воздуха равна нулю.

Далее вычисляется поправка к температуре воды условного водоема Δ_1 , учитывающая фактическое различие температур поверхности воды и воздуха, по формуле

$$\Delta_1 = 0.14 (t_{oy} - t'_{200}). \quad (6)$$

Расчетное значение установившейся температуры поверхности воды условного водоема при действительных соотношениях температуры воды и воздуха вычислялось по формуле:

$$t_y = t_{oy} - \Delta_1. \quad (7)$$

Расчет конечной температуры (t_k) поверхности воды за каждый месяц безледоставного периода производится по формуле:

$$t_k = t_n + (t_y - t_n) K_k + \Delta t_k, \quad (8)$$

где t_n — начальная температура поверхности воды; K_k — коэффициент, зависящий от произведения коэффициента μ на среднюю глубину озера H и от величины t_y ; Δt_k — поправка, зависящая от μH и интенсивности изменения установившейся температуры воды в данном месяце (Δt_y).

Величины K_k и Δt_k определяются по графикам Приложения 7 «Указаний...» (1969). Величина μH находится по графику (рис. 1 «Указаний...»).

Начальная температура поверхности воды первого расчетного месяца в первый день после очищения водоема от льда принимается равной 2,5° С.

Интенсивность изменения установившейся температуры воды для расчетного месяца вычисляется по формуле

$$\Delta t_y = \frac{t_y (n+1) - t_y (n-1)}{2}, \quad (9)$$

где $t_y (n+1)$ и $t_y (n-1)$ — установившаяся температура воды последующего и предыдущего месяцев. Для последующих месяцев начальная температура воды принимается равной конечной температуре предшествующего месяца.

Средняя месячная температура поверхности воды (t_{cp}) для водоемов с длиной разгона 5 км, скоростью ветра 4 м/сек и фактической средней глубиной вычисляется по формуле:

$$t_{cp} = t_n + (t_y - t_n) K_{cp} + \Delta t_{cp}, \quad (10)$$

где K_{cp} — коэффициент, зависящий от установившейся температуры и произведения μH ; Δt_{cp} — поправка к температуре воды, зависящая от интенсивности изменения установившейся температуры и произведения μH .

Значения K_{cp} и Δt_{cp} находятся по графику Приложения 8 «Указаний...».

Если даты очищения водоема от льда весной и замерзания осенью не совпадают с началом или концом месяца, то при расчете t_k и t_{cp} значения t_y берутся за неполный месяц. Средние за периоды от даты вскрытия водоема до конца месяца и от начала месяца до даты замерзания величины t_y определялись графической интерполяцией между средними месячными величинами по трем точкам — за предыдущий, текущий и последующий месяцы. Аналогичным образом определялись за неполные месяцы и значения t'_{200} и e'_{200} . За периоды менее месяца, например за n суток, значение μH определяется умножением месячной величины на $\frac{30,4}{n}$, а значения Δt_k и Δt_{cp} — на $\frac{n}{30,4}$.

Величина t_{cp} использована для определения e_0 .

Расчет абсолютной влажности воздуха над озером на высоте 200 см (e_{200}) проведен по формуле:

$$e_{200} = e'_{200} + (0,8 e_0 - e'_{200}) M, \quad (11)$$

где e'_{200} — средняя за расчетный интервал времени влажность воздуха, измеренная на метеорологической станции (мб); e_0 — максимальная упругость пара за этот же интервал времени, определенная по температуре поверхности воды в озере (мб);

M — коэффициент трансформации, учитывающий среднее изменение влажности и температуры воздуха в зависимости от размера озера.

Коэффициент трансформации определяется по табл. 4 «Указаний...» (стр. 13) в зависимости от средней длины разгона воздушного потока над водоемом и разность между температурой воды в озере и температурой воздуха на метеорологической станции для одной из трех градаций значения разности ($t_0 - t'_{200}$).

2. Расчет испарения с поверхности Чудского озера

Практический расчет испарения с поверхности озера произведен в зависимости от имеющихся данных наблюдений в два этапа. 1) За период с 1960—1969 гг., за который имеется полный комплекс данных метеорологических наблюдений, необходимый для расчета испарения с поверхности воды по методу теплового баланса и с учетом трансформации метеорологических элементов над водной поверхностью озера, расчет и произведен по методике, изложенной в предыдущем параграфе. 2) До 1960 года отсутствуют данные наблюдений над общей и нижней облачностью (средние месячные величины в баллах), поэтому за период с 1930 по 1959 гг. среднемесячные величины температуры поверхности воды озера определены по связи с данными температуры воды р. Нарвы у водомерного поста Васкнарва I. Далее расчет произведен, как на первом этапе.

За весь расчетный период имеются данные по температуре воздуха, по абсолютной влажности воздуха и по скорости ветра на высоте флюгера по метеорологической станции Тийрикоя. Пропуски в наблюдениях за отдельные месяцы восстановлены по данным ближайшей метеорологической станции Йыгева.

По величинам среднемесячной температуры воды Чудского озера и р. Нарвы у Васкнарвы I вычислены многолетние (1960—1969 гг.) среднемесячные температуры воды за безледоставный период года, представленные в табл. 3.

Таблица 3

Многолетняя (1960—1969 гг.) среднемесячная температура воды Чудского озера и р. Нарвы — д. Васкнарва I

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Чудское озеро	0,0	8,4	14,4	17,9	17,5	14,4	9,6	4,2	0,9
р. Нарва	1,6	9,4	15,9	18,5	17,3	13,3	7,5	2,3	0,2

По данным таблицы 3 построен график (рис. 1) связи для определения данных температуры поверхности воды Чудского озера за период до 1960 года. График связи обеспечивает величины среднемесячной температуры поверхности воды Чудского озера при 95%-ой обеспеченности с погрешностью $0,5^{\circ}$.

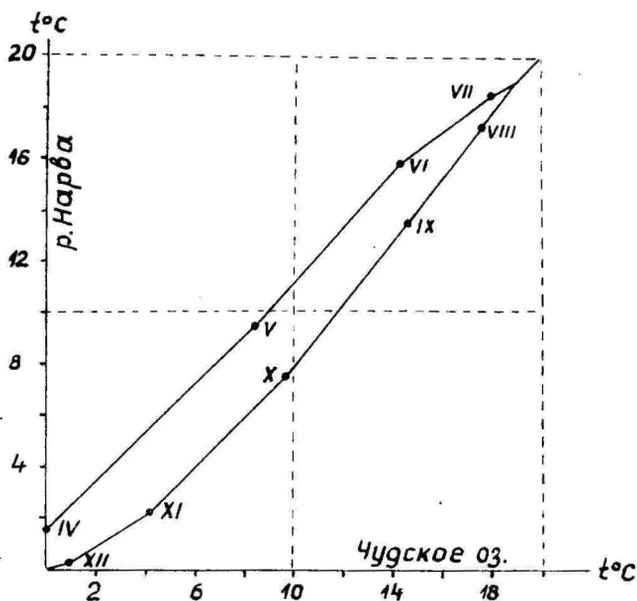


Рис. 1. График связи между многолетней (1960—1969 гг.) среднемесячной температурой поверхности воды р. Нарвы — д. Вакснарва 1 и Чудского озера.

Среднемесячные величины температуры поверхности воды Чудского озера за расчетный период приведены в табл. 4.

По данным поверхности воды озера произведен расчет испарения с поверхности воды по методике, изложенной выше. Результаты расчетов приведены в табл. 5.

3. Расчет испарения с поверхности Псковского и Теплового озер

Расчет испарения с поверхности воды Псковского озера произведен за период 1960—1969 гг. по такой же методике, как и для Чудского озера, только величины поглощенной водой сум-

Среднемесячная температура поверхности воды Чудского озера за расчетный период (до 1960 г. величины восстановлены по температуре воды р. Нарвы — д. Васкнарва 1)

Годы	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1930	1,7	10,3	15,5	18,8	18,2	13,2	8,5	5,1	
1931		6,2	12,2	19,5	18,8	12,6	8,0	3,7	
1932	0,0	8,1	13,1	19,8	19,8	14,6	9,4	3,7	1,5
1933	0,0	6,8	13,1	19,5	16,6	13,8	9,2	3,4	
1934	0,1	9,8	14,0	19,8	19,5	17,0	11,0	6,4	
1935	0,4	6,5	14,2	17,2	18,2	14,1	10,9	5,0	
1936		7,2	16,9	20,5	18,7	14,7	7,1	5,1	
1937	0,3	8,8	16,9	19,8	20,0	15,6	10,0	5,9	
1938	0,1	8,2	14,1	20,0	20,4	16,8	11,4	6,5	2,6
1939	2,2	7,9	14,1	19,7	21,0	15,0	6,1	3,3	
1940		5,5	12,9	19,8	17,8	13,7	9,1	3,9	
1941		2,0	10,2	21,0	18,2	12,8	3,4	1,0	
1942		3,4	11,2	15,9	17,5	13,1	9,6		
1943	2,8	8,1	15,1	16,5	17,0	13,8	10,3	4,3	
1944		5,1	11,8	19,8	18,8	19,7	10,4	1,8	
1945	0,3	4,6	12,9	17,8	17,7	12,6	7,4	2,5	
1946	0,0	5,6	14,3	18,3	17,8	14,9	6,7	2,0	
1947	0,0	5,9	14,8	17,2	17,5	14,5	8,8	3,1	
1948	0,2	8,2	14,2	16,2	16,8	13,8	8,4	3,1	1,3
1949	0,0	9,1	14,0	16,4	16,4	16,0	9,3	5,2	1,4
1950	0,9	8,4	12,5	14,6	16,8	14,0	9,7	2,5	
1951	1,3	4,3	12,0	15,7	17,9	14,7	9,9	2,8	
1952	1,4	4,5	12,2	15,5	17,1	12,5	7,6		
1953		6,7	13,4	17,1	17,3	13,5	10,9	3,6	
1954		5,4	13,4	17,6	17,2	14,3	8,9	4,5	
1955		0,0	8,6	15,1	18,7	16,0	10,5	3,1	
1956		1,8	14,2	15,7	15,9	12,2	8,9		
1957		4,5	11,9	17,1	17,5	13,4	8,7	5,8	
1958		4,3	12,3	16,0	17,3	14,2	10,4	5,3	
1959	0,3	7,2	13,7	18,9	18,9	12,9	7,9	3,7	
1960		7,3*	15,1	19,3	18,6	14,9	8,8	3,0	
1961	0,0	8,0	15,8	18,7	16,9	14,3	10,6	5,2	0,8*
1962	0,5*	8,0	12,4	16,0	16,0	13,2	9,3	4,5	0,4*
1963		7,7*	14,6	18,0	18,7	15,6	10,4	4,1	
1964		6,6*	14,4	18,3	17,2	13,5	9,7	4,0	
1965		6,3*	13,7	16,6	16,5	15,1	10,2		
1966		6,4*	15,0	19,0	17,4	13,0	8,7	3,9	0,5*
1967	3,9*	9,4	14,5	17,5	17,6	15,3	11,5	6,6	2,2*
1968	3,9*	8,2	15,0	18,2	18,4	15,0	8,2	2,4	
1969		6,0*	13,4	17,7	17,8	14,0	8,8	3,8	

* Величина за неполный месяц.

Испарение с поверхности Чудского озера (мм)

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1930	4	-4	9	15	49	104	123	121	93	72	44	-9
1931	-3	-12	-1	17	17	76	108	129	84	60	41	-1
1932	8	-3	0	12	20	59	81	126	95	75	34	12
1933	-4	-3	2	10	33	55	119	105	90	67	55	-4
1934	1	4	-1	8	37	76	83	125	92	78	61	-2
1935	-3	-3	15	14	49	58	108	98	110	96	57	-1
1936	0	-10	11	15	28	74	113	138	106	78	49	9
1937	-6	-5	1	6	19	93	131	127	105	81	55	-3
1938	0	9	26	15	81	113	121	125	104	95	61	8
1939	-2	7	5	29	58	88	105	86	103	62	41	-6
1940	-9	-12	-3	24	24	62	126	142	138	60	45	-3
1941	-1	-11	2	13	17	70	130	126	115	56	49	-12
1942	-4	-8	-6	23	11	55	91	99	104	84	11	-2
1943	0	12	12	37	53	77	80	137	103	92	65	6
1944	4	-1	5	21	29	51	112	135	134	92	31	2
1945	0	0	2	18	11	109	91	112	58	78	43	-4
1946	3	-7	1	16	25	80	133	113	89	78	45	2
1947	-9	3	1	12	34	70	151	118	104	87	45	0
1948	-14	-3	4	9	29	62	108	101	88	78	38	33
1949	9	8	11	9	31	78	125	96	83	97	77	29
1950	-9	2	7	4	55	63	76	101	97	97	42	7
1951	-12	0	2	20	45	73	101	111	88	74	65	3
1952	-19	1	4	20	45	76	97	121	98	97	30	3
1953	-15	3	11	54	41	40	96	118	101	82	62	3
1954	-14	-1	5	40	16	63	92	115	95	89	84	3
1955	-16	0	6	9	-3	32	62	100	102	91	52	-3
1956	-21	-5	-1	5	10	60	106	123	115	96	35	2
1957	-21	0	-2	25	12	76	88	123	107	57	50	4
1958	-19	1	1	15	12	44	96	75	73	54	44	4
1959	-24	2	0	9	37	54	127	85	77	54	43	6
1960	-15	1	1	13	14	69	83	84	82	62	39	-2
1961	-14	9	18	12	26	56	88	67	76	57	44	-6
1962	-23	8	-2	10	40	64	61	91	64	49	38	0
1963	-10	-1	2	13	18	82	98	67	80	62	41	4
1964	-7	-1	10	8	18	65	95	101	73	59	43	4
1965	-20	1	2	21	14	66	89	62	68	75	52	3
1966	-9	-9	9	9	10	54	87	115	80	45	38	14
1967	-16	0	13	25	41	80	115	58	72	65	43	2
1968	-11	5	8	30	47	64	157	68	73	70	31	6
1969	-11	-1	2	11	21	56	132	86	81	55	38	-1
Ср.	-8	-1	5	17	29	69	105	106	92	74	46	3
Ср. 1960--1969 гг.				15	25	66	100	80	75	60	41	2

марной солнечной радиации были взяты из таблицы «Указаний...» (1969) соответственно 58° с. ш. Величины рассчитанной температуры поверхности воды Псковского озера даны в табл. 6.

Таблица 6

Рассчитанная температура поверхности воды (°С)
Псковского озера

Годы	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1960		10,6	17,3	20,1	18,3	12,9	6,3	2,0*	
1961		9,9*	18,2	19,0	16,5	12,4	9,0	4,9*	
1962	4,4*	9,6	14,4	17,3	15,9	12,4	8,2	2,9	(-2,3)*
1963		11,3*	16,4	18,9	18,8	15,2	8,8	1,9*	
1964		10,5*	17,1	19,2	16,6	12,4	8,4	2,0*	
1965	3,4	9,1	16,0	17,3	16,4	14,6	8,2	1,1*	
1966		9,9*	18,2	19,6	16,9	11,4	7,3	1,5	
1967	3,9*	12,5	16,2	18,5	17,7	14,4	10,2	4,7	
1968	5,2	10,4	17,2	17,4	18,1	14,0	5,7	1,3*	
1969		9,7*	16,0	18,7	17,7	12,9	7,2	2,2*	
Средняя	4,3+	10,4+	16,7	18,6	17,3	13,3	7,9	3,0+	

* — величина за неполный месяц.

+ — с учетом величин только за полный месяц.

Таблица 7

Температура поверхности воды (°С) Теплого озера

Годы	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1956		6,8	18,9	17,7	15,5	10,6	6,4		
1957		10,8	15,1	19,4	17,9	12,5	6,6	3,8	
1958		9,3	16,2	18,7	17,2	12,9	7,6	2,5	
1959	3,0	12,5	17,3	21,4	20,0	11,2	4,6		
1960		11,8	18,9	20,7	19,1	12,8	5,9		
1961	4,8	12,1	19,8	19,2	17,0	12,5	8,5	2,1	
1962		10,1	14,8	18,1	16,1	12,2	7,9	2,1	
1963	0,6	12,5	16,9	19,6	19,6	15,4	7,4	1,9	
1964	1,1	12,0	19,5	20,0	16,7	12,0	7,1	1,1	
1965		10,0	17,0	17,7	16,7	14,8	6,2	1,4	
1966	0,9	11,5	18,8	20,3	17,2	11,5	7,0	0,5	
1967	3,0	12,6	17,0	19,4	19,1	15,2	9,2	4,5	

Расчет испарения с поверхности воды Теплого озера произведен упрощенным способом, с использованием измеренных величин месячной температуры поверхности воды по водомерному посту Мехикоорма. В пользу применения в данном случае упрощенного метода расчетов говорят два обстоятельства. 1) Погрешности расчета испарения с поверхности Теплого озера мало

вливают на величины испарения с поверхности всего Псковско-Чудского озера, так как площадь Теплого озера составляет только 6—8% общей площади озера. 2) Место измерения температуры воды у водомерного поста Мехикоорма по всей вероятности является репрезентативным для Теплого озера, так как находится у пирса, в 50 м от уреза воды, где глубина озера в среднем 2 м.

Данные по температуре поверхности воды Теплого озера приведены в табл. 7.

Расчет величин испарения с поверхности воды Псковского и Теплого озер произведен по описанной выше методике. Результаты расчетов приведены в табл. 8.

Таблица 8

Испарение с поверхности воды Псковского и Теплого озер (мм)

Годы	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Псковское озеро									
1960		49	114	101	88	66	40		
1961			96	102	67	58	40		
1962		61	100	86	97	55	38	24	
1963			124	128	71	80	48		
1964			114	124	101	64	47		
1965	48	78	107	112	66	62	60		
1966			104	106	118	64	33	23	
1967		84	119	111	64	64	48	28	
1968	53	76	105	104	71	68	44		
1969			96	127	97	75	45		
Среднее	10	35	108	110	84	66	44	8	
Теплое озеро									
1956		53	166	141	121	90	57		
1957		105	145	141	136	91	36	34	
1958		52	100	135	92	61	27	18	
1959	18	89	124	146	129	61	26		
1960		57	133	114	114	62	36		
1961	54	66	120	99	86	57	36	20	
1962		62	98	92	95	53	35	19	
1963	16	55	121	132	100	79	33	26	
1964	11	89	149	127	97	61	32	24	
1965		79	115	111	82	64	37	62	
1966	17	66	106	112	117	64	30	16	
1967	30	80	122	117	97	73	36	27	
1968	64	119	114	108	83	68	34	24	
1969	12	69	105	132	113	75	36	24	
Среднее 1960—69 гг.	20	74	118	114	98	66	34	24	

Примечание: Величины испарения за 1968 и 1969 гг. найдены по связи с данными по испарению с поверхности Псковского озера, установленной по среднемесячным величинам за 1960—1967 гг.

4. Расчет испарения с поверхности озера за зимние месяцы

Для месяцев, когда озеро покрыто ледоставом, расчет испарения с поверхности снега и льда озера произведен согласно рекомендации ГГИ (Руководство..., 1957) по формуле П. П. Кузьмина:

$$E_c = 24n(0,0075 + 0,0041U_{1000})(e_n - e_{200}), \quad (12)$$

где E_c — испарение с поверхности снега и льда (мм) за интервал времени в n суток; U_{1000} — средняя скорость ветра (м/сек) на высоте флюгера 10 м; e_n — максимальная упругость пара (мб), определенная по температуре поверхности снега; e_{200} — абсолютная влажность воздуха (мб) на высоте 200 см от поверхности озера.

За расчетный период на Озерной гидрометеорологической станции Тийрикоя высота флюгера менялась три раза. С 1930 по 1937 гг. высота флюгера была 10 м, следовательно величины скорости ветра в формуле (12) принимаются без дополнительной поправки. С 1938 г. по сентябрь 1957 г. высота флюгера была 18 м, а переходный коэффициент по Т. Эйпре и др.¹ составляет 0,898. Начиная с октября 1957 г. флюгер стоит на высоте 12,6 м и переходный коэффициент — 0,963.

Температура поверхности снега (почвы) измеряется на метеорологической станции Тийрикоя начиная с 1947 г. Данные температуры снега за период 1930—1946 гг. определены по среднемесячным переходным коэффициентам, вычисленным по температуре снега и воздуха станции Тийрикоя за период наблюдений 1947—1969 гг. Величины испарения с поверхности озера за зимние месяцы помещены в таблице 5 вместе с величинами испарения за теплую половину года.

5. Расчет испарения с поверхности озера в целом

Расчет величин месячного испарения с поверхности всего Псковско-Чудского озера произведен с учетом площадей отдельных частей озера. Для определения веса площадей частей озера от общего были вычислены среднемесячные высоты уровня воды озера за период 1960—1969 гг. и по их величинам определены по таблице $F=f(H)$ площади всего озера и отдельных частей. По этим величинам были вычислены веса площадей частей озера в виде месячных коэффициентов. Соответствующие данные приведены в таблице 9.

¹ Эйпре Т. Ф., Родина Н. В. и Туулметс Х. Ю., 1959. Рациональные приемы вычислительных работ при составлении водных балансов озер и водохранилищ с анализом результатов вычислений и неяски. Таллин. Рукопись в Гидрометфонде УГМС ЭССР.

Расчет месячного веса частей Псковско-Чудского озера от общей площади за период 1960—1969 гг.

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Среднемесячный уровень (м БС)	29,90	30,22	30,09	29,94	29,82	29,66	29,58	29,57	29,63
Площадь Чудского озера (км ²)	2602	2634	2620	2606	2601	2599	2597	2597	2599
Вес Чудского озера	0,74	0,73	0,73	0,74	0,74	0,74	0,74	0,74	0,74
Площадь Теплового озера (км ²)	227	256	244	230	226	224	223	223	223
Вес Теплового озера	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Площадь Псковского озера (км ²)	698	727	716	702	698	695	695	695	695
Вес Псковского озера	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
Площадь всего озера (км ²)	3527	3617	3580	3538	3525	3518	3515	3515	3517
Вес всего озера	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

Умножением соответственно величин испарения с поверхности Чудского, Теплового и Псковского озера на их вес и последовательным суммированием результатов получены взвешенные величины испарения с поверхности всего озера за месяцы безледоставного периода с 1960 по 1969 гг. Затем вычислены среднемесячные величины испарения за весь период для Чудского и всего озера. Делением взвешенных среднемесячных величин Псковско-Чудского озера на соответствующие величины испарения Чудского озера, получены переходные коэффициенты для вычисления месячных величин испарения с поверхности всего Псковско-Чудского озера по данным испарения с Чудского озера за период 1930—1959 гг. Переходные коэффициенты имеют следующие величины: апрель — 1,0, май — 1,20, июнь — 1,18, июль — 1,03, август — 1,02, сентябрь — 0,97, октябрь — 0,92, ноябрь — 0,80.

За месяцы ледоставного периода расчет испарения произведен по данным метеорологической станции Тийрикоя для всего Псковско-Чудского озера.

Величины месячного испарения с поверхности Псковско-Чудского озера, а также суммы испарения за год для отдельных лет и среднемесячные величины за весь расчетный период представлены в таблице 10. Величины испарения со знаком «--» обозна-

чают конденсацию атмосферной влаги на поверхности озера. В годовых суммах испарения учтены только величины положительного знака, так как при составлении водных балансов отрицательное испарение (конденсация) учитывается в приходной части баланса.

Выводы

Как следует из табл. 10, средняя многолетняя сумма испарения с поверхности Псковско-Чудского озера составляет 558 мм, колеблясь в отдельные годы от 417 мм (1958) до 778 мм (1938).

По среднемесячным величинам максимальное испарение с поверхности озера имеет место в июле и августе, 109 мм. В разных частях озера максимальное испарение наблюдается в соответствии с их водной массой (средней глубиной) в июне (Теплое озеро) или июле (Чудское и Псковское озера), имея при этом различные величины — Теплое озеро 118 мм, Псковское озеро — 110 мм и Чудское — 100 мм за месяц.

О внутригодовом ходе испарения с поверхности воды частей озера по среднемесячным величинам, вычисленным за период 1960—1969 гг., дает представление рис. 2. По рисунку видно, что из-за меньшей водной массы Теплого и Псковского озер, испарение с их поверхности более изменчиво во времени (быстрое увеличение в период нагревания и быстрый спад осенью), чем испарение с поверхности Чудского озера.

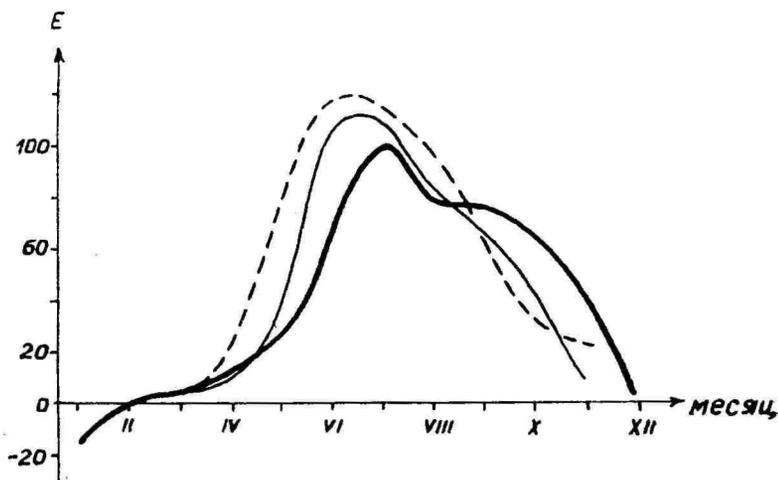


Рис. 2. Внутригодовой ход испарения с поверхности частей Псковско-Чудского озера (мм/м-ц). 1 — испарение с поверхности воды Чудского озера; 2 — испарение с поверхности воды Псковского озера; 3 — испарение с поверхности воды Теплого озера.

Испарение с поверхности Псковско-Чудского озера, мм

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1930	4	-4	9	15	59	123	127	123	89	66	35	-9	650
1931	-3	-12	-1	17	20	90	111	132	81	55	33	-1	539
1932	8	-3	0	12	24	70	83	129	91	69	27	12	525
1933	-4	-3	2	10	40	65	123	107	86	62	44	-4	539
1934	1	4	-1	8	44	90	85	128	88	72	49	-2	569
1935	-3	-3	15	14	59	68	111	100	106	88	46	-1	607
1936	0	-10	11	15	34	87	116	141	102	72	39	9	626
1937	-6	-5	1	6	23	110	135	130	101	75	44	-3	625
1938	0	9	26	15	98	133	125	128	100	87	49	8	778
1939	-2	7	5	29	69	104	108	88	99	57	33	-6	599
1940	-9	-12	-3	24	29	73	130	145	132	55	36	-3	624
1941	-1	-11	2	13	20	83	134	129	110	51	39	-12	581
1942	-4	-8	-6	23	13	65	94	101	100	77	9	-2	482
1943	0	12	12	37	64	91	82	140	99	85	52	6	680
1944	4	-1	5	21	35	60	115	138	129	85	25	2	619
1945	0	0	2	18	13	129	94	114	56	72	34	-4	532
1946	3	-7	1	16	30	94	137	115	85	72	36	2	591
1947	-9	3	1	12	41	83	156	120	100	80	36	0	632
1948	-14	-3	4	9	35	73	111	103	84	72	30	33	554
1949	9	8	11	9	37	92	129	98	80	89	62	29	653
1950	-9	2	7	4	66	74	78	103	93	89	34	7	557
1951	-12	0	2	20	54	86	104	113	84	68	52	3	586
1952	-19	1	4	20	54	90	100	123	94	89	24	3	602
1953	-15	3	11	54	49	47	99	120	97	75	50	3	608
1954	-14	-1	5	40	19	74	95	117	91	82	67	3	593
1955	-16	0	6	9	3	38	64	102	98	84	42	-3	446
1956	-21	-5	-1	5	12	71	109	125	110	88	28	2	550
1957	-21	0	-2	25	14	90	91	125	103	52	40	4	544

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1958	-19	1	1	15	14	52	99	76	70	50	35	4	417
1959	-24	2	0	9	44	64	131	87	74	50	34	6	501
1960	-15	1	1	13	24	82	88	87	78	46	39	-2	459
1961	-14	9	18	12	37	68	91	70	71	52	38	-6	466
1962	-23	8	-2	10	46	74	68	92	62	46	34	0	440
1963	-10	-1	2	13	28	93	106	70	80	57	37	4	490
1964	-7	-1	10	8	37	81	103	101	70	55	38	4	507
1965	-20	1	2	21	31	78	95	64	67	70	55	3	487
1966	-9	-9	9	9	29	68	92	116	76	42	34	14	489
1967	-16	0	13	25	47	91	114	62	70	60	39	2	523
1968	-11	5	8	30	58	76	143	70	72	63	29	6	560
1969	-11	-1	2	11	34	67	131	90	79	52	34	-1	500
Ср.	-8	-1	5	17	37	81	109	109	89	69	39	3	558
Конденс.	9	3	0									1	13

Конденсация преобладает над испарением в зимние месяцы, имея в среднем максимум в январе. В марте испарение с поверхности снега и льда уже сильнее конденсации. Величина годовой суммы конденсации по сравнению с испарением незначительна, в среднем 13 мм.

Соответствие полученных результатов по испарению с поверхности Псковско-Чудского озера истинным величинам выяснится после составления водных балансов озера. Пока можно сказать, что полученная среднегодовая сумма испарения — 558 мм — превышает на 118 мм величину, приведенную в «Водных ресурсах...» (1967) (440 мм), о которой там же говорится, что «... (испарение) является преуменьшенным по сравнению с нормой испарения в данном районе» (стр. 30).

ЛИТЕРАТУРА

- Браславский А. П. и Викулина З. А., 1954. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Л.
- Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза, 1967. Л.
- Давыдов В. К., 1941. Испарение с поверхности Каспийского моря. Труды НИУ Гидрометслужбы СССР, серия VIII, вып. 1. Водный баланс Каспийского моря. Л.-М.
- Зайков Б. Д., 1949. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. Труды ГГИ, вып. 21.
- Константинов А. Р., 1968. Испарение в природе. Изд. 2-е. Л.
- Кузнецов В. И. и Федорова Т. Г., 1968. Сравнительная оценка методов расчета испарения с водоемов. Труды ГГИ, вып. 152. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Л.
- Материалы межведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши, 1966. Валдай.
- Руководство по обработке и подготовке к печати Материалов наблюдений на озерах и водохранилищах, 1957. Л.
- Справочник по климату СССР, вып. 4 — Эстонская ССР, ч. III — Ветер, 1966. Л.
- Тимофеев М. П., 1963. Метеорологический режим водоемов. Л.
- Указания по расчету испарения с поверхности водоемов, 1969, Л.

AURUMINE PEIPSI—PIHKVA JÄRVELT

L.-P. Kullus

Resümee

Peipsi—Pihkva järve veebilansis on aurumine oma hulga poolest teisejärguliseks bilansi kuluosa elemendiks, jäädes tunduvalt maha väljavoolust Narva jõe kaudu. Kuna aurumisprotsess on keerukas looduslik nähtus, sõltudes paljudest meteoroloogilistest teguritest, ja et soojal poolaastal aurumise kui bilansi komponendi osatähtsus pole sugugi väike, nõuab selle arvutamise tõsist tähelepanu.

Artiklis käsitletakse Peipsi—Pihkva järve aurumise arvutust Riikliku Hüdroloogiainstituudi valemi (1) järgi suvekuudel ning P. Kuzini valemi (12) järgi talvekuudel. Veepinna temperatuuri arvutused on tehtud soojusbilansi meetodil (valemid 2—11). Nii vee- kui lumepinnalt toimuva aurumise arvutuste aluseks olid Tiirikoja Järvejaama meteoroloogiavaatluste andmed 1930. a.—1969. a.

Aastatest 1960—1969 oli kasutada meteoroloogiavaatluste täielik kompleks, s. t. andmed valemite kõigi parameetrite tarvis, mistõttu selle perioodi kohta on arvatud eraldi Peipsi, Pihkva ja Lämmijärve aurumise väärtused jäävaba perioodi kuudel (tabelid 5 ja 8). Aurumine aastatel 1930—1959 on arvatud Peipsi järve kohta ning teiste järveosade aurumise ja pindala erikaalu arvestamise alusel on selle andmed üle kantud kogu järvele (tabel 10).

Arvutuste põhjal on aurumise aastasumma kogu järvelt aastatel 1930—1969 keskmiselt 558 mm, muutudes 417 mm (1958) kuni 778 mm (1938). Kuude keskmiste väärtuste põhjal on järvelt aurumine suurim (109 mm) juulis ja augustis. Vastavalt järve eri osade veemassi ruumalale esineb aurumise maksimum juunis madalas Lämmijärves, Peipsi ja Pihkva järvelt aga juulis. Ka maksimumide väärtused on eri osadel erinevad: Lämmijärvel 118 mm, Pihkva järvel 110 ja Peipsil 100 mm kuus. Aurumise aastasine käik erinevatel järve osadel (joon. 2) viitab samuti sõltuvusele järveosa veemassi ruumalast.

Kondensatsioon järve pinnale (tabelites kui negatiivne aurumine) on ülekaalus talvekuudel, maksimaalne jaanuaris. Kondensatsiooni aasta keskmine summa on ainult 13 mm.

Saadud andmete tõepärasus selgub veebilansside koostamise järel.

EVAPORATION FROM LAKE PEIPSI—PIHKVA

L.-P. Kullus

Summary

Among the components of the water balance of Lake Peipsi—Pihkva (Peipsi—Pskov) evaporation plays but a secondary role, being considerably smaller than the outflow through the River Narva. As evaporation is a complicated natural phenomenon which is conditioned by a great number of meteorological factors and the role of which in the water balance is by no means negligible during the warm season, the determination of its extent deserves serious attention.

This article treats the calculation of evaporation from Lake Peipsi—Pihkva, which for summer months was done according

to the formula of the State Hydrological Institution (1) and for winter months by the formula proposed by P. Kuzin (12). The temperature of the surface water was determined by the method of heat balance (formulae 2—11). Evaporation from the water and snow cover was calculated on the basis of data supplied by the meteorological observations made at the Tiirikoja Lake Station in 1930—1969.

For the years 1960—1969 the data for a full cycle of meteorological observations was used, and the evaporation values for the months without ice were determined separately for the different parts making up the body of water — L. Peipsi, L. Pihkva and L. Lämmijärv (Tables 5 and 8). The values of evaporation during 1930—1959 were calculated only from Lake Peipsi and the results were applied to the body of water as a whole (Table 10).

The investigation showed that the annual evaporation from the whole lake in 1930—1969 was 558 mm, ranging from 417 (1958) to 778 mm (1938). It was greatest (109 mm) in July and August. Depending on the volume of water in the different parts of the lake, evaporation reaches its maximum values on the shallow-water L. Lämmijärv in June, and on L. Peipsi and L. Pihkva in July. The maximum evaporation values are the following: from Lake Lämmijärv 118 mm, from Lake Pihkva 110 mm, and from Lake Peipsi 100 mm per month. The annual extent of evaporation from different parts of the lake (Fig. 3) also shows the dependence of evaporation on the volume of water in the respective part of the body of water.

Condensation of water vapour on the surface of the lake (in the tables as negative evaporation) is prevalent in winter months, its maximum occurring in January. The mean annual condensation is only 13 mm.

To prove the authenticity of the results obtained it will be necessary to compare them with the full water balance drawn up for Lake Peipsi—Pihkva.

ВОДНЫЙ БАЛАНС ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕРА И КОЛЕБАНИЕ ЕГО ЭЛЕМЕНТОВ

Л.-П. Куллус

Водный баланс Псковско-Чудского озера составлен по упрощенной формуле:

$$X + Y = Y_1 + Z \pm \Delta h,$$

где X — атмосферные осадки на поверхности озера, Y — речной приток в озеро, Y_1 — сток из озера, Z — испарение с поверхности озера, $\pm \Delta h$ — положительное или отрицательное приращение уровня озера. К сожалению, данных наблюдений по подземному притоку в озеро и подземному стоку из озера для Псковско-Чудского озера пока не имеется, поэтому эти элементы водного баланса при нынешней изученности озера не могут быть охарактеризованы сколько-нибудь надежно. Однако, как видим далее из анализа водного баланса, величины этих составляющих незначительны и учет их не может существенно влиять на общий приход — расход воды озера.

Расчетным периодом выбран 40-летний период, с 1930 по 1969 гг., исходя из имеющихся данных по элементам водного баланса Псковско-Чудского озера. По всем элементам баланса высчитаны месячные величины за расчетный период, подсчитаны их годовые суммы за все 40 лет, а также средние месячные величины. Все элементы баланса определены параллельно в миллиметрах слоя и км³-ах. При этом площадь поверхности озера определена по месячным уровням воды по данным всех водомерных постов озера, с учетом их площадей тяготения. Для различных периодов времени площадь озера определена по осреднению месячных величин его площади.

Средний многолетний водный баланс Псковско-Чудского озера за расчетный период приведен в табл. 1.

Как следует из табл. 1, приходная часть баланса получилась на 79 мм, или 2,5% больше расходной. Отнесем эту невязку целиком к приходной части баланса, как погрешность неточного учета атмосферных осадков и поверхностного притока в озеро. Невязку

Таблица 1

**Средний многолетний водный баланс Псковско-Чудского озера
за период 1930—1969 гг.**

Элементы прихода	Слой, мм	Объем, км ³	Элементы расхода	Слой, мм	Объем, км ³
Атмосферные осадки	633	2,26	Сток из озера	2647	9,56
Конденсация	13	0,05	Испарение	558	2,01
Приток	2638	9,44	Расход	3205	11,57
Приход	3284	11,75	Приращение уровня воды	—18	—0,06
			Итого	3187	11,51

распределим между элементами баланса пропорционально их доле в приходной части. Если приход 3284 мм равен 100%, то осадки 633 мм составляют 20%, конденсация 13 мм — 0% и приток 2638 мм — 80%. По полученным процентным долям поправки получились следующие: для атмосферных осадков — 16 мм, для конденсации — 0 мм и для притока — 63 мм. После исчисления поправок средние многолетние величины прихода имеют следующие значения: осадки — 617 мм, конденсация — 13 мм и приток — 2575 мм. Таким же образом найдены и поправки для элементов баланса прихода в объемных единицах, причем исправленные величины их получились: осадки — 2,22 км³, конденсация — 0,05 км³ и приток — 9,30 км³.

По исправленным величинам элементов прихода и средним многолетним расхода составлен уравновешенный средний многолетний водный баланс озера (табл. 2).

Таблица 2

**Уравновешенный средний многолетний водный баланс
Псковско-Чудского озера**

Элементы прихода	Слой, мм	Объем, км ³	%	Элементы расхода	Слой, мм	Объем, км ³	%
Осадки	617	2,22	19,2	Сток	2647	9,56	82,7
Конденсация	13	0,05	0,4	Испарение	558	2,01	17,3
Приток	2575	9,30	80,4	Расход	3205	11,57	100
Приход	3205	11,57	100				

Для того, чтобы получить представление о величинах полученного нами уравновешенного водного баланса озера, составлена табл. 3, в которой помещены данные по уравновешенному

Сравнение уравновешенных водных балансов Псковско-Чудского озера
по данным различных авторов

	Соколов, 1952 и Давыдов, 1955			ОГМС Тийриоя			ГГИ			Расчеты автора		
	мм	км ³	%	мм	км ³	%	мм	км ³	%	мм	км ³	%
Атмосферные осадки	560	1,9	15	—	2,05	15	680	2,4	17,7	617	2,22	19,2
Конденсация	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	0,05	0,4
Приток	3150	11,2	85	—	11,19	85	3150	11,2	82,3	2575	9,30	80,4
Приход	3710	13,1	100	—	13,24	100	3830	13,6	100	3205	11,57	100
Сток из озера	3390	12,0	92	—	11,54	87	3390	12,0	88,2	2647	9,56	82,7
Испарение	320	1,1	8	—	1,70	13	440	1,6	11,8	558	2,01	17,3
Расход	3710	13,1	100	—	13,24	100	3830	13,6	100	3205	11,57	100

Таблица 4

Многолетний (1930—1969 гг.) среднемесячный водный баланс
Псковско-Чудского озера, мм

Элементы баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
Атмосферные осадки	42	35	35	39	46	59	79	77	66	56	54	45	633
Конденсация	9	3	0	—	—	—	—	—	—	—	—	1	13
Приток	122	113	223	785	324	121	109	124	135	196	208	178	2638
Приход	173	151	258	824	370	180	188	201	201	252	262	224	3284
Сток из озера	167	158	204	264	325	284	244	217	197	207	204	176	2647
Испарение	—	—	5	17	37	81	109	109	89	69	39	3	558
Расход	167	158	209	281	362	365	353	326	286	276	243	179	3205
Приращение уровня	-33	-25	86	495	-11	-183	-146	-135	-102	12	10	14	-18
Невязка баланса	39	18	-37	48	18	-2	-18	10	17	-36	9	31	97

Месячный водный баланс Псковско-Чудского озера за характерные годы, мм

Таблица 5

Элементы баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14

1949 г.

Год средней водности (средний уровень озера 29,89 м БС)

Осадки	29	12	15	36	28	161	74	70	16	39	41	63	584
Конденсация	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0
Приток	125	152	216	854	240	250	160	122	108	102	113	227	2669
Приход	154	164	231	890	268	411	234	192	124	141	154	290	3253
Сток	154	116	178	261	298	274	259	238	215	218	195	204	2610
Испарение	9	8	11	9	37	92	129	98	80	89	62	29	653
Расход	163	124	189	270	335	366	388	336	295	307	257	233	3263
Приращение ур.	-40	60	140	460	-40	50	-130	120	210	-120	-40	70	80
Невязка баланса	31	-20	-98	160	-27	5	-24	-24	39	-46	-63	13	80

1957 г.

Многоводный год (средний уровень озера 30,36 м БС)

Осадки	52	94	40	41	59	68	65	88	87	50	28	35	707
Конденсация	21	0	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23
Приток	177	348	236	825	379	149	132	251	414	501	285	191	3888
Приход	250	442	278	866	438	217	197	339	501	551	313	226	4618
Сток	263	265	308	350	393	360	316	289	271	352	351	302	3820
Испарение	—	—	—	25	14	90	91	125	103	52	40	4	544
Расход	263	265	308	375	407	450	407	414	374	404	391	306	4364
Приращение ур.	-60	100	-20	500	-60	-220	-200	0	50	230	-120	-100	100
Невязка баланса	47	77	-10	-9	91	-13	-10	-75	77	-83	42	20	154

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----

1940 г.

Маловодный год (средний уровень озера 29,26 м БС)

Осадки	18	12	15	16	17	24	65	95	120	27	80	34	523
Конденсация	9	12	3									3	27
Приток	38	42	51	634	164	59	47	49	103	170	223	204	1784
Приход	65	66	69	650	181	83	112	144	223	197	303	241	2334
Сток	63	62	81	126	187	151	130	120	120	139	143	140	1462
Испарение	—	—	—	24	29	73	130	145	132	55	36	—	624
Расход	63	62	81	150	216	224	260	265	252	194	179	140	2086
Приращение ур.	—30	—70	40	520	—40	—130	—140	—70	20	20	160	160	440
Невязка баланса	32	74	—52	—20	5	—11	—8	—51	—49	—17	—36	—59	—192

балансу Псковско-Чудского озера из работ А. А. Соколова (1952) и Л. К. Давыдова (1955), средние величины водных балансов озера за период 1953—1960 гг., составленных сотрудниками Озерной гидрометеорологической станции Тийрикоя и обобщены в статье автора настоящей работы (Куллус, Мерила, 1966) и баланса, составленного сотрудниками Государственного гидрологического института (Водные ресурсы..., 1967).

Из данных табл. 3 следует, что 1) в балансах более ранних лет величины речного притока и стока из озера были преувеличены, а атмосферных осадков и испарения — преуменьшены. Так, доля притока в озеро с 85% изменилась на 80,4%, в то время как роль атмосферных осадков в приходной части баланса возросла от 15% до 19,2%. Такое же изменение (перераспределение) веса произошло и в расходной части баланса и в еще большей мере: доля стока из озера уменьшилась от 92% до 82,7% и доля испарения повысилась от 8% до 17,3%. Если увеличение роли атмосферных осадков в приходной части баланса можно объяснить повышением их величин после введения поправок на ветровой недоучет и др., то заниженные величины испарения с озерной водной поверхности были обусловлены несовершенными методами их расчета. Следует отметить, что величина испарения с водной поверхности Псковско-Чудского озера — 440 мм — в работе «Водные ресурсы...» (1967) дана в скобках с примечанием, что «... (испарение) является преуменьшенным по сравнению с нормой испарения в данном районе» (стр. 30). По расчетам настоящей работы величина испарения с поверхности озера превышает названную величину на 130 мм.

2) Заметно, что по данным за период 1930—1969 гг. величины приходной и расходной частей водного баланса озера значительно меньше всех других расчетов на 1,5—2 км³. или 500—600 мм.

Многолетний среднемесячный водный баланс озера за расчетный период приведен в табл. 4, из которого помимо остального следует, что в многолетнем среднемесячном балансе преобладают положительные невязки. Наибольшая невязка баланса за месяц наблюдается в апреле месяце (48 мм), наибольшая отрицательная невязка (—37 мм) — в марте. Среднегодовая невязка водного баланса в условиях отрицательного приращения уровня воды на 18 мм составляет 97 мм, или 3,0% приходной части баланса.

Месячные водные балансы озера представлены для характерных годов: за 1949 г., среднегодовая высота уровня воды которого близка к среднегодовому уровню за расчетный период (29,90 м БС). Месячный водный баланс многоводного года представлен за 1957 г., среднегодовой уровень воды озера которого составляет 30,36 м БС.

Маловодными годами за расчетный период были 1940 и 1964

Водный баланс Псковско-Чудского озера за отдельные годы, мм

Годы	Приход				Расход			Приращение уровня		Невязка баланса
	атмосферные осадки	конденсация	приток	всего	сток из озера	испарение	всего	рассчитанное	наблюдаемое	
1930	770	13	3703	4486	3156	650	3806	680	440	240
1931	736	17	3028	3781	3329	539	3868	-87	-560	473
1932	668	3	3501	4172	3323	525	3848	324	220	104
1933	600	11	2329	2940	2660	539	3199	-259	-540	281
1934	693	3	2289	2985	2295	569	2864	121	-140	261
1935	779	7	3209	3995	2779	607	3386	609	510	99
1936	566	10	2757	3333	3054	626	3680	-347	-350	-3
1937	680	14	2346	3040	2404	625	3029	11	-130	141
1938	613	0	2201	2814	2379	778	3157	-343	-190	-153
1939	422	8	1717	2147	1778	599	2377	-230	-300	70
1940	523	27	1784	2334	1462	624	2086	248	440	-192
1941	457	24	2072	2553	2241	581	2822	-269	-10	-259
1942	551	20	2414	2985	2132	482	2614	371	70	301
1943	538	0	2087	2625	2455	680	3135	-510	-10	500
1944	612	1	2436	3049	2495	619	3114	-65	30	95
1945	588	4	3151	3743	2625	532	3157	586	460	126
1946	538	7	2781	3326	3037	591	3628	-302	-300	-2
1947	472	9	2182	2663	2208	632	2840	-177	-480	303
1948	658	17	2225	2900	2023	554	2577	323	340	-17
1949	574	0	2669	3253	2610	653	3263	-10	80	-90
1950	613	9	2979	3601	2567	557	3124	477	500	-23
1951	560	12	2613	3185	3033	586	3619	-434	-640	206
1952	774	19	2775	3568	2275	602	2877	691	720	-29
1953	601	15	3079	3695	3366	608	3974	-279	-220	59
1954	684	15	2301	3000	2556	593	3149	-149	100	49
1955	563	19	3150	3732	3274	446	3720	12	-180	192
1956	727	27	3669	4423	3325	550	3875	548	400	148
1957	707	23	3888	4618	3820	544	4364	254	100	154
1958	617	19	3229	3865	3455	417	3872	-7	360	353
1959	660	24	2321	3005	2876	501	3377	372	540	168
1960	729	17	2744	3490	2359	459	2818	672	660	12
1961	714	20	2324	3058	2906	466	3372	-314	520	206
1962	762	25	4088	4875	3257	440	3697	1178	930	248
1963	548	11	2054	2613	2890	490	3380	-767	-890	-123
1964	459	8	1382	1888	1778	507	2285	-397	-480	83
1965	571	20	1961	2452	1773	487	2260	192	120	72
1966	842	18	2956	3816	2573	489	3062	754	540	214
1967	766	16	2530	3312	2620	523	3143	169	-140	309
1968	665	11	2687	3363	2554	560	3114	249	0	249
1969	660	13	1941	2614	2153	500	2653	-39	-220	181
Средний	633	13	2638	3284	2647	558	3205	79	-18	97

годы (среднегодовые уровни воды соответственно 29,26 м и 29,34 м БС). Баланс представлен за 1940 г.

Водные балансы за характерные годы представлены в табл. 5.

Водные балансы Псковско-Чудского озера за отдельные годы расчетного периода приведены в табл. 6. Данные названной таблицы показывают, что нет существенных различий между невязками баланса за первую половину расчетного периода, когда значительная часть элементов баланса получена косвенными методами (восстановлены) и второй половины периода, за которую имелись данные наблюдений. И здесь и там имеются годы, за которые невязка баланса небольшая (1935, 1936; 1955, 1960 и др. годы), а в то же время имеются годы с неудовлетворительной увязкой баланса (1931, 1941; 1958, 1967, 1968 гг.). На основе этого можно заключить, что примененная методика расчета отдельных элементов водного баланса обеспечила получение достоверных (близких к истинным) данных, или, другими словами, восстановленные величины элементов баланса укладываются в годовых балансах примерно с такой же невязкой, как и величины, полученные с помощью наблюдений.

Как следует из приведенных таблиц, полученные результаты элементов водного баланса Псковско-Чудского озера колеблются в значительных пределах. Для того, чтобы выявить достоверность данных расчетов, по главным элементам водного баланса были вычислены их арифметические средние величины, среднеквадратическое отклонение, коэффициент вариации (C_v) и коэффициент асимметрии (C_s), на основе которых были составлены кривые обеспеченности отдельных элементов.

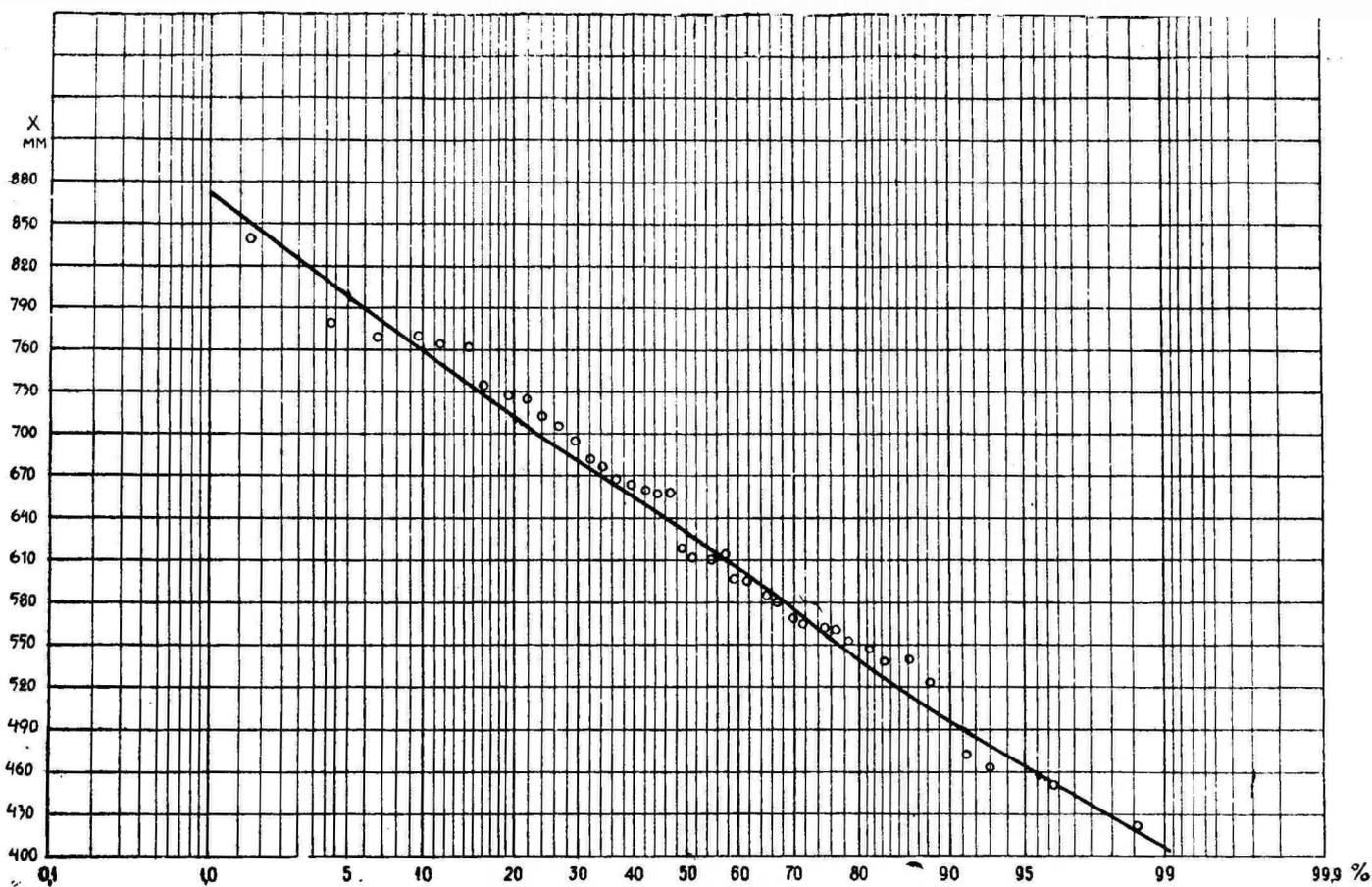
Расчет ординат кривой обеспеченности годовых сумм атмосферных осадков на поверхности Псковско-Чудского озера представлен в табл. 7.

Таблица 7

Ординаты кривой обеспеченности годовых сумм осадков (мм) на поверхности Псковско-Чудского озера за период 1930—1969 гг. ($C_v=0,16$, $C_s=-0,1$, $\bar{x}=632$ мм)

Р%	1	3	5	10	20	50	75	95	97	99
Ф	2,40	1,91	1,67	1,29	0,84	-0,02	-0,68	-1,62	-1,84	-2,25
ΦC_v	0,38	0,31	0,27	0,21	0,13	0,00	-0,11	-0,26	-0,29	-0,36
$\Phi C_v + 1$	1,38	1,31	1,27	1,21	1,13	1,00	0,89	0,74	0,71	0,64
$(\Phi C_v + 1)\bar{x}$	874	829	804	766	715	633	563	468	449	405

Ординаты кривой обеспеченности, приведенные в таблице 7, получены по таблице Фостера-Рыбкина. Кривая обеспеченности осадков за расчетный период показана на рис. 1.



Р и с. 1. Кривая обеспеченности годовых сумм атмосферных осадков (мм) на поверхности Псковско-Чудского озера за период 1930—1969 гг.

Из табл. 7 видно, что рассчитанная годовая сумма атмосферных осадков 1%-ой обеспеченности (874 мм) только на 32 мм превышает наблюдавшуюся максимальную величину, а рассчитанная величина 99%-ой обеспеченности (405 мм) на 17 мм меньше наблюдаемой минимальной величины осадков. Следовательно, такое обилие атмосферных осадков, как наблюдалось в 1966 г. и такой бедный осадками год, как 1939 г., встречаются теоретически только раз за сто лет.

Распределение остальных годовых сумм атмосферных осадков над озером статистически вполне надежное, о чем свидетельствует кривая обеспеченности (рис. 1).

Расчет ординат кривой обеспеченности годового притока в озеро представлен в табл. 8.

Таблица 3

Ординаты кривой обеспеченности годового притока (мм)
в Псковско-Чудское озеро за период 1930—1969 гг.
($C_v=0,24$, $C_s=2C_v=0,48$, $\bar{Y}=2638$ мм)

$P_{\%}$	1	3	5	10	20	50	75	95	97	99
Φ	2,68	2,08	1,77	1,32	0,80	-0,08	-0,71	-1,49	-1,66	-1,95
ΦC_v	0,64	0,50	0,42	0,31	0,19	-0,02	-0,17	-0,36	-0,40	-0,47
$\Phi C_v + 1$	1,64	1,50	1,42	1,31	1,19	0,98	0,83	0,64	0,60	0,53
$(\Phi C_v + 1)\bar{Y}$	4320	3957	3735	3450	3135	2582	2186	1688	1582	1396

Из таблицы 8 следует, что рассчитанный приток в озеро 1%-ой обеспеченности (4320 мм) больше максимального наблюдавшегося притока (4088 мм за 1962 г.) на 232 мм, или 8,8% от многолетнего среднего притока. Рассчитанный 99%-ой обеспеченности приток в озеро (1396 мм) близок к наблюдавшемуся минимальному (1382 мм за 1964 год). Кривая обеспеченности (рис. 2) также свидетельствует о нормальном распределении годовых сумм притока в озеро за расчетный период.

Обеспеченность стока из озера охарактеризована данными табл. 9 и рис. 3.

Как следует из табл. 9, рассчитанный сток из озера 1%-ой обеспеченности 4023 мм превосходит наблюдавшийся максимальный на 203 мм (за 1957 г. сток из озера составлял 3820 мм), а сток 99%-ой обеспеченности на 101 мм больше наблюдавшегося минимального (1462 мм за 1940 г.).

Результаты расчета ординат кривой обеспеченности испарения с водной поверхности озера представлены в табл. 10.

Таблица 9

Ординаты кривой обеспеченности годового стока из
Псковско-Чудского озера за период 1930—1969 гг.
($C_v=0,20$, $C_s=2C_v=0,40$, $\bar{Y}_1=2647$ мм)

P%	1	3	5	10	20	50	75	95	97	99
Ф	2,62	2,04	1,75	1,32	0,82	-0,07	-0,71	-1,52	-1,70	-2,03
ΦC_v	0,52	0,41	0,35	0,26	0,16	0,00	-0,14	-0,30	-0,34	-0,41
ΦC_v+1	1,52	1,41	1,35	1,26	1,16	1,00	0,86	0,70	0,66	0,59
$(\Phi C_v+1)\bar{Y}_1$	4023	3730	3570	3337	3070	2647	2275	1854	1747	1563

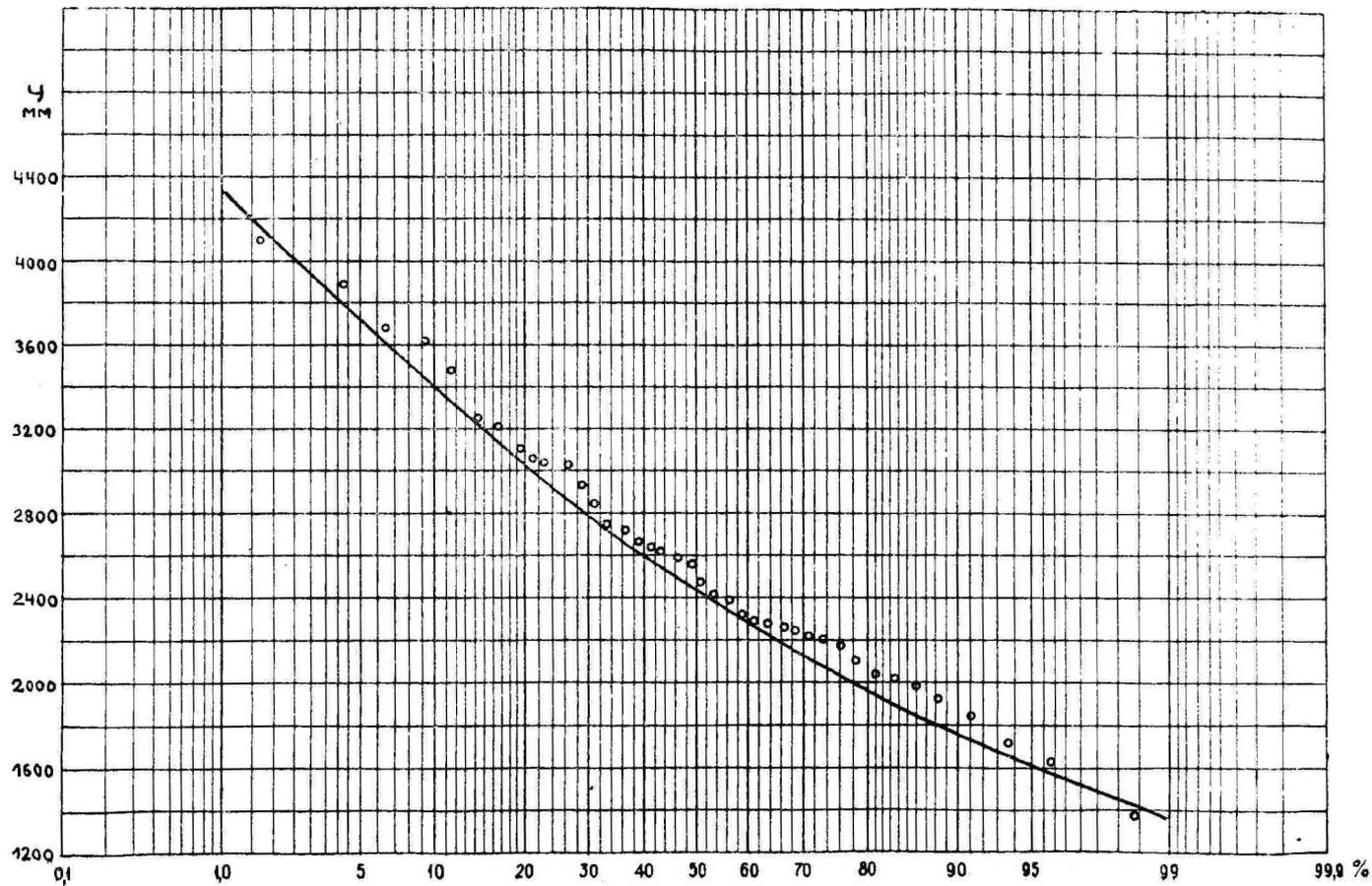
Таблица 10

Ординаты кривой обеспеченности испарения с поверхности
Псковско-Чудского озера за период 1930—1969 гг.
($C_v=0,13$, $C_s=2C_v=0,26$, $\bar{z}=558$ мм)

P%	1	3	5	10	20	50	75	95	97	99
Ф	2,54	2,00	1,72	1,31	0,82	-0,05	-0,70	-1,56	-1,75	-2,10
ΦC_v	0,33	0,26	0,22	0,17	0,11	-0,01	-0,09	-0,20	-0,26	-0,27
ΦC_v+1	1,33	1,26	1,22	1,17	1,11	0,99	0,91	0,80	0,74	0,73
$(\Phi C_v+1)\bar{z}$	742	703	681	653	620	553	508	447	414	408

Из табл. 10 видно, что испарение 1%-ой обеспеченности равно 742 мм и оно уступает по величине наблюдавшемуся максимальному — 778 мм в 1938 г. Испарение 99%-ой обеспеченности, 408 мм, близкое к наблюдаемому за 1953 год — 417 мм. Годовые суммы испарения с поверхности озера хорошо описывают кривую обеспеченности (рис. 4).

О колебании годовых величин элементов водного баланса Псковско-Чудского озера дают представление рис. 5 и 6. На рис. 5 колебание основных элементов водного баланса озера охарактеризовано их отклонениями от средней величины и суммой отклонения. Можно установить, что в общем в большей мере колеблются второстепенные элементы баланса, атмосферные осадки и испарение; амплитуда же колебаний притока в озеро и стока из него сравнительно меньше. Также заметно, что приток в озеро и сток из озера, как правило, обусловлены годовой суммой осадков. При этом в большинстве случаев увеличение (уменьшение) количества осадков сказывается на увеличении (умень-



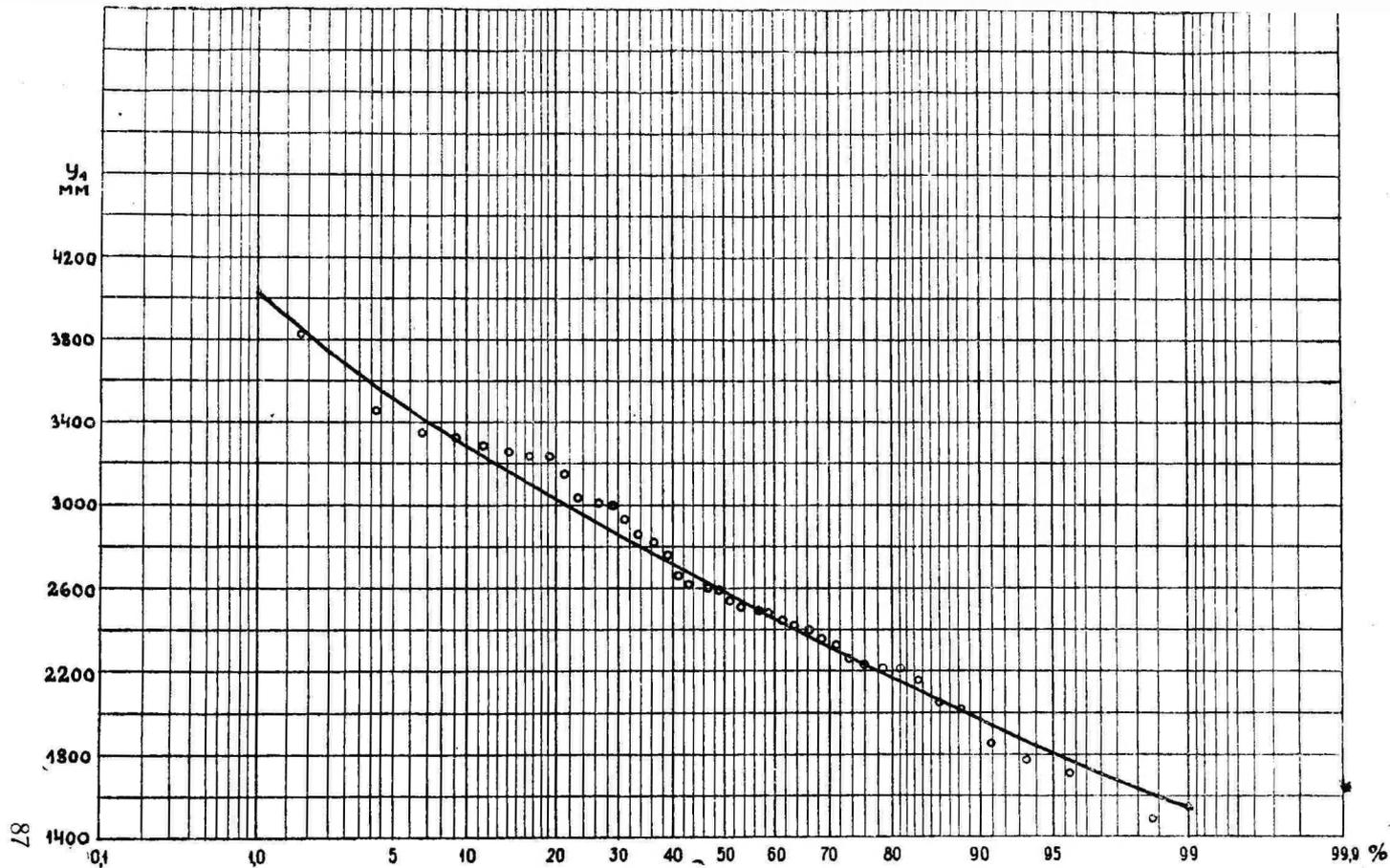


Рис. 3. Кривая обеспеченности годового стока (мм) из Псковско-Чудского озера за период 1930—1969 гг.

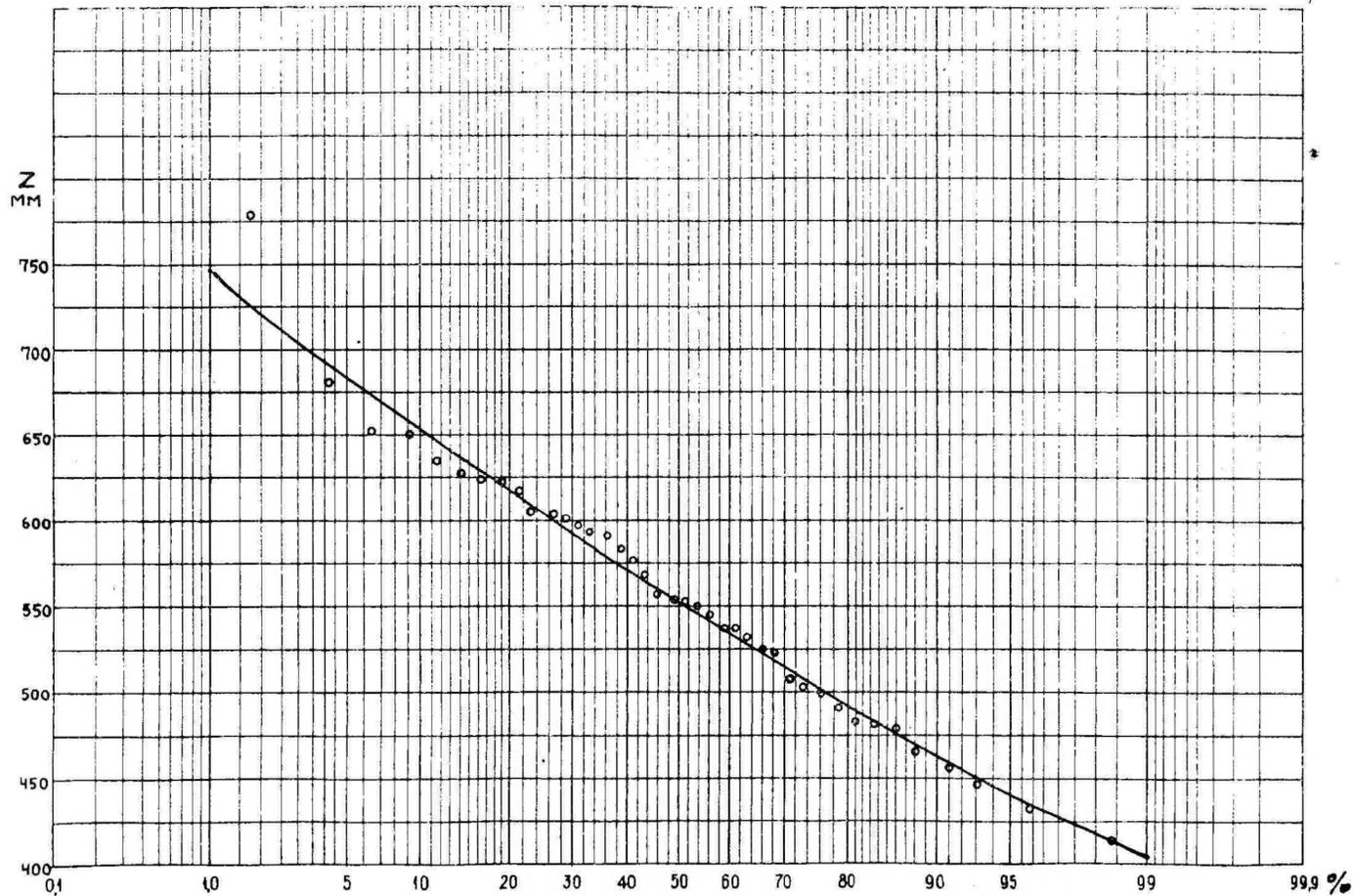


Рис. 4. Кривая обеспеченности годовых сумм испарения (мм) с поверхности Пекевко-Чудского озера за период 1930—1969 гг.

шении) притока в озеро следующего года и соответственно в увеличении (уменьшении) стока из озера еще через год. Это можно установить по расположению пиков кривых *a*, *b* и *v* на рис. 5.

Судя по колебаниям прихода-расхода воды в озеро (рис. 6) можно выделить два цикла колебаний: с 1936 по 1948 гг. был период с элементами баланса ниже нормы, а с 1949 по 1963 гг. — выше нормы. Под нормой понимаются средние многолетние величины элементов водного баланса озера. До 1936 г. имелся также период с элементами баланса выше нормы, но наши данные не позволяют определить его продолжительность, так как период начался до 1930 года. То же относится и к периоду, за который элементы баланса ниже нормы, начавшемуся в 1964 г., который еще продолжается.

Выделенные два цикла колебания имеют продолжительности в 13 и 15 лет и к тому же они довольно близки к 11-летнему циклу колебания солнечной радиации, который по А. Н. Афанасьеву (1967) имеет длительность 9—14 лет.

За период 1936—1948 гг. атмосферные осадки были на 12,3% ниже нормы, приток в озеро на 12,1% и сток из озера на 12,0% ниже нормы, а испарение с водной поверхности озера на 9,5% выше нормы. В итоге за весь период приходная часть баланса оказалась на 56 мм меньше расходной. Водный баланс за названный период представлен в табл. 11.

Таблица 11

Водный баланс Псковско-Чудского озера за период 1936—1948 гг.

Элементы прихода	Слой, мм	%	Элементы расхода	Слой, мм	%
Осадки	555	19,2	Сток	2330	79,2
Конденсация	11	0,4	Испарение	611	20,8
Приток	2319	80,8	Расход	2941	100
Приход	2885	100			

За период 1949—1963 гг. количество атмосферных осадков на поверхности озера было на 3,6% выше нормы, а приток в озеро на 10,9% и сток из озера на 12,2% выше нормы. Испарение с озерной поверхности за тот же период было на 5,5% ниже нормы. В конечном счете приходная часть баланса оказалась на 100 мм больше расходной. Сведения о водном балансе периода приведены в табл. 12.

Как из рис. 5, так и из табл. 11 и 12 видно, что колебания годовых сумм испарения с поверхности озера имеют большую независимость, чем остальные элементы баланса. Испарение зависит в основном от температуры воздуха и воды, влажности

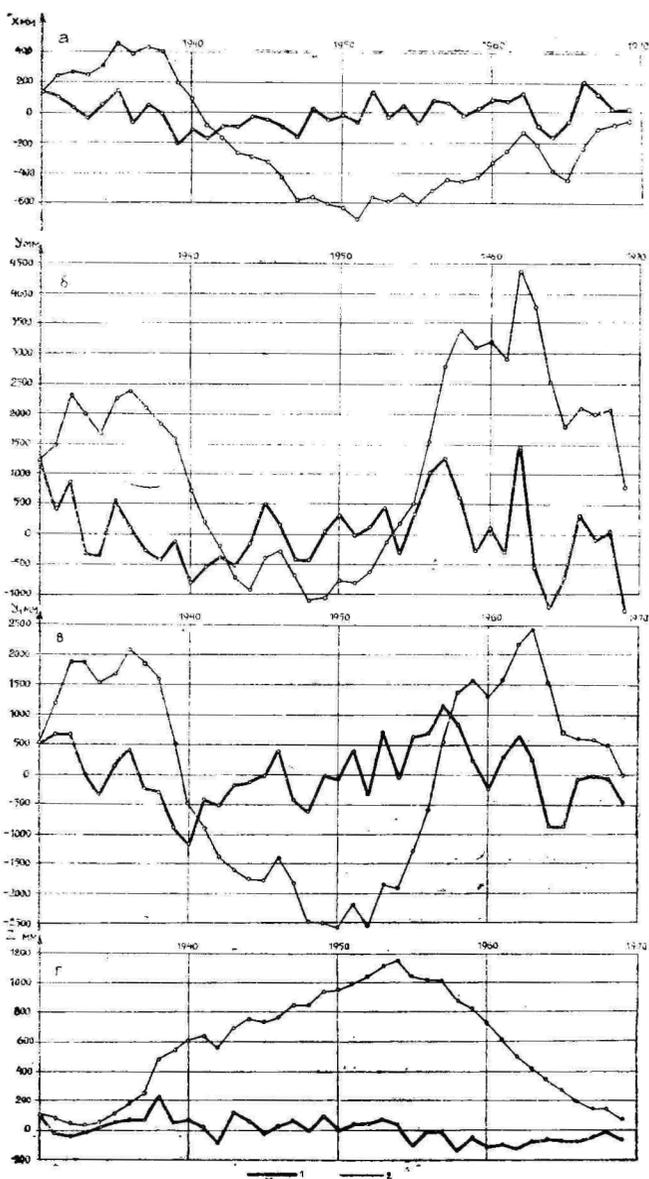


Рис. 5. Колебания элементов водного баланса Псковско-Чудского озера за период 1930—1969 гг.
 1 — отклонение от средней величины, 2 — сумма отклонений.

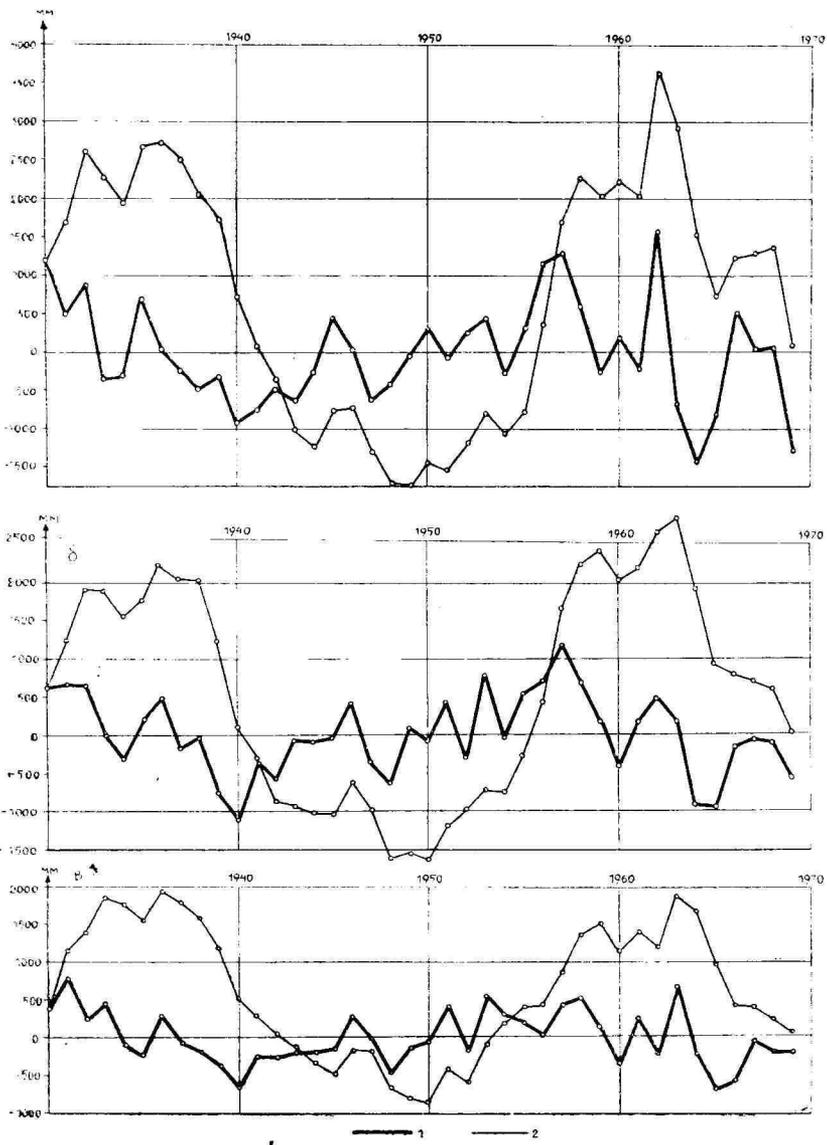


Рис. 6. Многолетние колебания прихода (а) и расхода (б) воды Псковско-Чудского озера и взаимосвязь их с уровнем воды на 1 января (в) за период 1930—1969 гг.

Водный баланс Псковско-Чудского озера за период 1949—1963 гг.

Элементы прихода	Слой, мм	%	Элементы расхода	Слой, мм	%
Осадки	656	18,2	Сток	2971	84,9
Конденсация	17	0,4	Испарение	527	15,1
Приток	2925	81,4	Расход	3498	100
Приход	3598	100			

воздуха и скорости ветра, в то время как приток и сток обусловлены атмосферными осадками. Более того, испарение с водной поверхности в какой-то мере обратно пропорционально годовым суммам осадков, так как в теплое полугодие в периоды интенсивной циклонической деятельности температура воздуха и воды обычно ниже нормы, влажность же воздуха выше, что не способствует интенсивному испарению с поверхности озера.

Кривые многолетних колебаний приходно-расходных частей баланса и уровня воды в озере на 1 января (рис. 6) в основном сходны между собою, только амплитуды колебаний уровня и расходной части баланса несколько меньше приходной части баланса, так как озеро сглаживает резкие колебания прихода за отдельные годы.

В итоге можно заключить, что причиной наблюдавшихся колебаний уровня воды Псковско-Чудского озера является колебание приходно-расходной части водного баланса, которое в свою очередь обусловлено колебаниями климатических факторов в бассейне озера. Принимая во внимание, что колебания прихода-расхода воды Псковско-Чудского озера имеют значительную амплитуду, близкую к теоретически возможной, можно прийти к важному для практики выводу: изъятие воды из озера для народнохозяйственных целей (для водоснабжения гор. Таллина и др.) без регулирования стока из озера не целесообразно, так как в маловодные годы может нарушиться естественный водный режим озера. Одновременно со строительством водопровода из озера следует построить регулирующие шлюзы воды в верхнем течении р. Нарвы, чтобы перераспределить во времени сток из озера и тем самым гарантировать близкий к среднему многолетнему уровенный режим Псковско-Чудского озера.

Выводы

По накопленным данным гидрометеорологических наблюдений в настоящей стадии изученности стало возможным составле-

ние водных балансов Псковско-Чудского озера за сорок лет, с 1930 по 1969 гг. Как следует из среднего многолетнего водного баланса озера за расчетный период, его продолжительность не является достаточной, так как из-за маловодных последних десяти лет баланс имеет в среднем отрицательное приращение уровня воды. Поэтому понятно, что средние величины элементов баланса за расчетный период не дают уравновешенного баланса.

Атмосферные осадки на поверхности озера за расчетный период составляют в среднем 633 мм за год, колеблясь от 422 мм (1939 г.) до 842 мм (1966 г.). Осадки составляют 19,2% средней приходной части водного баланса озера.

Речной приток в озеро является основной частью прихода водного баланса, составляя в среднем 80,4%. Общий приток в Псковско-Чудское озеро составляет в среднем за расчетный период 2638 мм, колеблясь от 1382 мм (1964 г.) до 4088 мм (1962 г.).

Сток из озера по р. Нарва у д. Васкнарва за расчетный период составляет в среднем 2647 мм/год, колеблясь от 1462 мм (1940 г.) до 3820 мм (1957 г.). В уравновешенном среднем многолетнем водном балансе озера сток составляет 82,7% расходной части баланса.

Испарение с водной поверхности озера, высчитанное по формуле ГГИ с определением аргументов методом теплового баланса и с учетом трансформации метеорологических элементов над водной поверхностью озера, составляет в среднем 558 мм, колеблясь от 417 мм (1958 г.) до 778 мм (1938 г.). В среднем многолетнем балансе испарение составляет 17,3% расходной части. Испарение с поверхности озера за зимние месяцы высчитано по формуле П. П. Кузьмина, с использованием данных метеорологической станции Тийрикоя.

Приращение уровня воды озера высчитано по данным одного водомерного поста г. Муствез, так как все остальные водомерные посты имеют перерывы в наблюдениях, а восстановление суточных величин уровня воды может быть произведено только крайне приближенно. Для исключения влияния денивеляционных колебаний на величины высоты уровня воды на первое число месяца, расчет произведен среднеарифметическим способом из данных десяти суток — пяти последних предыдущего и пяти первых текущего месяца. По рассчитанным величинам уровня воды на первое число каждого месяца расчетного периода с помощью таблицы уровня воды определено приращение уровня озера за месяц в миллиметрах слоя и при помощи таблицы $W=f(H)$ изменение объема водной массы озера в 10^6 м³. В среднем за расчетный период приращение уровня воды составляет —18 мм, а за отдельные годы имело величину между —890 мм (1963 г.) и 930 мм (1962 г.).

В среднем многолетнем водном балансе Псковско-Чудского озера за расчетный период приходная часть баланса превышает на 79 мм, или 2,5% расходную. Эта невязка целиком отнесена к приходной части баланса, как погрешность учета атмосферных осадков и притока. После исправления приходной части баланса на величину отмеченной невязки получен уравновешенный средний многолетний водный баланс озера. Сравнение результатов уравновешенного среднего баланса с результатами опубликованных ранее уравновешенных балансов показывает, что до наших расчетов доля атмосферных осадков и испарения была занижена, а доля поверхностного притока и стока — завышена. За наш расчетный период величины приходной и расходной частей баланса значительно меньше (на 500—600 мм, или 1,5—2 км³) всех других расчетов.

Месячные водные балансы представлены в виде многолетнего (1930—1969 гг.) среднемесячного баланса и для характерных годов. За все годы расчетного периода составлены годовые водные балансы. Они свидетельствуют о том, что нет существенных различий между невязками баланса за первую и вторую половину расчетного периода, или о том, что методика расчета элементов баланса, в том числе методика восстановления данных, является удовлетворительной.

По колебанию прихода-расхода водного баланса Псковско-Чудского озера за расчетный период выделяются два полных цикла колебания: с 1936 по 1948 гг. наблюдался период с элементами баланса ниже «нормы», а за 1949—1963 гг. — выше. Оба периода по продолжительности близки к 11-летнему циклу колебания солнечной радиации.

Из анализа данных по колебанию прихода-расхода воды Псковско-Чудского озера вытекает, что колебания элементов водного баланса на современном этапе обусловлены колебаниями климатических факторов в бассейне озера. Принимая во внимание, что амплитуда колебаний прихода-расхода воды озера за расчетный период значительна и близка к теоретически возможной, можно прийти к важному для практики заключению: расход воды из Псковско-Чудского озера в народнохозяйственных целях (для водоснабжения г. Таллина и др.) без регулирования стока из озера нецелесообразен, так как в маловодные периоды это может привести к нарушению естественного водного режима озера. Строительство регулирующего шлюза в истоке или в верхнем течении р. Нарвы поможет перераспределить во времени сток из озера и добиться в течение длительного времени сохранения уровней озера, близких к среднему многолетнему уровню.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев А. Н., 1967. Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР (в особенности в бассейне Байкала). М.
Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза, 1967. Л.
Давыдов Л. К., 1955. Гидрография СССР, ч. II. Изд-во ЛГУ.
Куллус Л. П. и Мерила Л. А., 1966. Данные по изученности, гидрометеорологическому и гидрохимическому режимам Чудско-Псковского озера. Гидробиологические исследования ИЗИБ АН ЭССР, IV. Таллин.
Соколов А. А., 1952. Гидрография СССР (воды суши). Л.

PEIPSI—PIHKVA JÄRVE VEEBILANSS JA SELLE ELEMENTIDE KÕIKUMINE

L.-P. Kullus

Resümee

Peipsi—Pihkva järve veebilanss on koostatud lihtsustatud valemi

$$X + Y = Y_1 + Z \pm \Delta h$$

järgi, kus X — sademed järvepinnale, Y — sissevool järve, Y_1 — väljavool järvest, Z — aurumine veepinnalt, $\pm \Delta h$ — akumulatsioon järve.

Sõltuvalt hüdroметеорология vaatlusandmete olemasolust ja nende taastamise võimalustest on veebilansi elemendid arvutatud 40 aasta (1930—1969) kohta. Nagu selgub paljuaastase keskmise veebilansi andmetest, pole nimetatud periood küllaldane — eelkõige viimase kümmekonna aasta veevaesuse tõttu on keskmine akumulatsioon järve negatiivne ning nimetatud perioodi veebilansi elementide keskmised ei anna tasakaalustatud veebilanssi.

Keskmine paljuaastane sademete hulk järve pinnale on 633 mm aastas, kõikides 422 mm (1939. a.) ja 842 mm (1966. a.) vahel. Sademed moodustavad 19,2% järve veebilansi tuluosa keskmisest väärtusest.

Jõgede sissevool järve annab põhilise osa veebilansi tuluosast, keskmiselt 80,4%. Vaadeldava perioodi keskmine aastane sissevool järve on 2638 mm, kõikides 1382 mm-st (1964) kuni 4088 mm-ni (1962).

Väljavool järvest Narva jõe kaudu on keskmiselt 2647 mm/a., kõikides 1462 mm (1940) ja 3820 mm (1957) vahel. Väljavool moodustab keskmiselt 82,7% bilansi kuluosast.

Aurumine moodustab keskmiselt 558 mm/a., kõikides 417 mm-st (1958) kuni 778 mm-ni (1938). Aurumise arvele langeb 17,3% veebilansi kuluosast.

Akumulatsioon järve on leitud veeseisu alusel järves iga kuu 1. kuupäeval, mis on arvutatud 10 ööpäeva — eelmise kuu viie

viimase ja käesoleva kuu viie esimese ööpäeva — keskmisena, 1930. a.—1969. a. keskmisena on akumulatsioon Peipsi-Pihkva järve —18 mm, kõikudes erinevatel aastatel vahemikus —890 mm (1963) kuni 930 mm (1962. a.).

Keskmise paljuaastase veebilansi (tabel 1) tuluosa ületab 79 mm ehk 2,5% võrra bilansi kuluosa. Nimetatud vahe on bilansi sidumatuseks, mis ilmselt on põhjustatud sademete ja sissevoolu ebatäpsest määramisest. Sidumatuse väärtuse võrra vähendatud bilansi tuluosa ja keskmine kuluosa annavad koos tasakaalustatud paljuaastase keskmise veebilansi (tabel 2). Viimase väärtusi on võrreldud rea varasematel aastatel koostatud tasakaalustatud veebilansside omadega (tabel 3). Selgub, et varasemates bilanssides on sademete ja aurumise osatähtsus tegelikust väiksem, sisse- ja väljavoolu osa aga suurem. Samuti paistab silma, et nii bilansi tulu- kui kuluosa väärtused on tunduvalt väiksemad (500—600 mm e. 1,5—2 km³ võrra) varasemate bilansside omadest.

Koostatud on paljuaastane kuude keskmine veebilanss (tabel 4) ja iseloomulike aastate kuude veebilansid (tabel 5). Kogu perioodi kohta on tabelis 6 esitatud aastate veebilansid.

Veebilansi tulu- ja kuluosa kõikumise alusel võib vaatlusaluses perioodis eraldada kaks tsüklit: 1936. a.—1948. a. oli periood bilansielementide väärtusega alla «normi», ajavahemikul 1949.—1963. a. aga üle «normi». Mõlemad perioodid on kestuselt lähedased Päikese aktiivsuse kõikumise 11-aastasele tsüklile.

Peipsi—Pihkva järve veebilansi elementide kõikumisest järeldub, et nüüdisajal põhjustab seda kliimatingimuste kõikumine järve vesikonnas. Arvesse võttes bilansi tulu- ja kuluosa kõikumise suurt amplituudi, mis on lähedane teoreetilisele võimalikule amplituudile, tuleb teha praktika jaoks tähtis järeldus: suuremat vee ärajuhtimist Peipsist (näiteks Tallinna veega varustamiseks) ei ole soovitatav teha ilma Peipsi väljavoolu reguleerimata, kuna see võiks veevaestel perioodidel rikkuda järve looduslikku tasakaalu. Narva jõe lähtesse või ülemjooksule tuleb rajada reguleeriv pais, millega saab järve suurvett ajaliselt ümber jaotada, kusjuures sihiks peab olema järve tasemerežiimi säilitamine paljuaastase keskmise lähedasena.

WATER BALANCE OF LAKE PEIPSI—PIHKVA AND THE FLUCTUATION OF ITS COMPONENT PARTS

L.-P. Kullus

S u m m a r y

The water balance for Lake Peipsi—Pihkva was calculated on the model of a simplified formula:

$$X + Y = Y_1 + Z \pm \Delta h$$

where X — precipitation on the surface of the lake, Y — influx into the lake, Y_1 — efflux from the lake, Z — evaporation from the surface of the lake, $\pm\Delta h$ — accumulation into the lake.

Proceeding from the existing and restorable hydro-meteorological observation data the components of the water balance were calculated for 40 years (1930—1969). In the course of the investigation, however, it became clear that the above-mentioned period of time is insufficient — the average accumulation into the lake was negative owing to the deficiency of water during the last 10 years, and the average data concerning the factors affecting the water balance worked out for 40 years do not give us a reliable basis for drawing up an equilibrated water balance.

The average long-term amount of precipitation on the surface of the lake is 633 mm per year, fluctuating between 422 mm (1939) and 842 mm (1966). Precipitation accounts for 19.2% of the average value of the input of water.

The main contribution of the input, however, is made by the inflow of the rivers into the lake, 80.4% on an average. The mean annual inflow during the period under observation was 2638 mm, ranging from 1382 mm (1964) to 4088 mm (1962).

The efflux from the lake through the Narva River was about 2647 mm a year, fluctuating between 1462 mm (1940) and 3820 mm (1957). It forms 82.7% of the total output of the water from the lake.

Evaporation has been found to be approximately 558 mm a year, ranging from 417 mm (1958) to 778 mm (1938), which altogether forms 17.3% of the water output from the whole area of the lake.

Accumulation into the lake was determined by observation of the water level on the first day of every month. It was calculated as the average of 10 full days (the last 5 days of the previous month and the first 5 days of the current month). In 1930—1969 the accumulation into Lake Peipsi-Pihkva was about -18 mm, fluctuating between -890 mm (1963) and 930 mm (1962) in different years.

The output of water exceeds the average long-term input by 79 mm or 2.5%. The above-mentioned discrepancy forms the incoherence of the water balance, which is obviously caused by some slight errors in determining the precipitation and influx. The input, reduced by the deduction of the incoherence, and the average output give us an equilibrated average long-term water balance (Table 2). Its values were compared to those for the previous years (Table 3). It turned out that in the former annual balances the role of precipitation and evaporation was greater, whereas those for the input and output were considerably smaller (by 500—600 mm or 1.5—2 km³).

On the basis of the results obtained an average long-term water balance (Table 4) and the water balance for the years under

discussion (Table 5) were drawn up. Also the annual water balances for 1930—1969 were determined (Table 6).

On the basis of the fluctuations in the input and output parts of the water balance two cycles can be distinguished during the period in question: in 1936—1948 the values of the components of the balance were below the «standard», while in 1949—1963 they were above the «standard». Both periods almost coincide with the active 11-year period of the Sun.

The investigation has shown that the fluctuation of the components of the water balance in Lake Peipsi—Pihkva is due to the varying climatical conditions in the drainage basin of the lake. Taking into consideration the great amplitude of the fluctuations in the input and output parts of the water balance, which is close to the theoretically possible amplitude, a conclusion important for practical purposes must be drawn: taking away water on a large scale (to supply Tallinn, for example) cannot be carried out without regulating the outflow of Lake Peipsi at the same time. This would result in destroying the natural balance of the lake. A regulative dam at the source of the River Narva would help us to redivide the excess water of Lake Peipsi in time. At the same time the regime of the water-level should be kept close to that of the long-term average.

ВЛИЯНИЕ ГРУППОВОЙ РАБОТЫ НА УЧАЩИХСЯ С РАЗЛИЧНОЙ УСПЕВАЕМОСТЬЮ ПРИ ОБУЧЕНИИ ГЕОГРАФИИ

А. Бенно

В последние годы в педагогике все чаще начинает применяться групповая работа учащихся. И это не просто методическая проблема, а педагогическая проблема в широком плане, поскольку целью групповой работы является не только получение прочных знаний, а формирование у учащихся таких необходимых качеств, как самостоятельность, инициатива, взаимопонимание и уважение.

З. Фабиан указывает на следующие преимущества групповой работы: 1) используя коллективность, можно увеличить усвоение знаний и вызвать у учащихся интерес к знаниям, добиться, чтобы все члены группы работали в меру своих способностей;

2) групповая работа позволяет приблизить учебу к жизненной ситуации;

3) групповая работа помогает улучшить мотивацию учебы, все члены группы могут воздействовать друг на друга больше, чем учитель, они подбадривают, вдохновляют друг друга, а вместе с тем проявляют и требовательность к товарищам по группе;

4) повышается активность учащихся, задания выполняются не по принуждению учителя, а в результате осознания учеником необходимости выполнения задания или под влиянием мнения группы;

5) коллективная работа дает лучшие результаты, чем индивидуальная.¹

В 1971/72 уч. г. дипломантка географического отделения ТГУ С. Мурик использовала групповую работу при обучении географии в 9 классе.² Эта форма работы предполагает наличие у уча-

¹ Z. Fabian. Der Pädagogische Wert der Gruppenarbeit. — «Vergleichende Pädagogik», 1968, № 2, стр. 155—169.

² С. Мурик. Использование групповой работы при обучении географии в 9 классе. Дипл. раб. Тарту, 1972 (на эст. яз.).

щихся достаточных умений самостоятельной работы, поскольку работа в группе происходит самостоятельно. Если у учащихся младших классов самостоятельная работа вызывает определенные трудности, то в 9 классе это умение должно быть в большей или меньшей степени сформированным. Курс 9 класса — экономическая география зарубежных стран — по своему объему и содержанию также подходит для групповой работы. Нередко встают проблемы, которые следует решать с применением дополнительного материала. Учебник имеет обширный материал, и часто встает необходимость членения материала, которое позволяет применять дифференцированную групповую работу.

Одной из задач проведенного эксперимента было определение того, как групповая работа влияет на уровень знаний различных групп учащихся (сильные, средние, слабые). Эксперимент проводился в трех школах республики: Таллинская 2 средняя школа, Тартуская 3 и 5 средние школы. Учителями были соответственно М. Эвертсоо, Л. Йыесаар и Х. Райк. Эксперимент охватил 195 учащихся, из них в экспериментальных классах было 97 и в контрольных классах — 98 учащихся.

Для установления уровня знаний учащихся, а также для создания экспериментального и контрольного классов была проведена контрольная работа по ранее изученному материалу (Экономика мира). Результаты этой работы приведены в таблице 1.

Таблица 1

Исходные знания учащихся в экспериментальном и контрольном классах

Классы	М	Разность пунктов	t	Вероятность
Экспериментальный	45,4	2,3	1,75	96%
Контрольный	43,1			

М = среднее число пунктов

t = критическое отношение

Как выясняется из таблицы, разность между знаниями учащихся контрольного и экспериментального классов является довольно несущественной ($t < 2$). Результаты исходной работы графически изображены в виде полигона частоты (рис. 1). Из графика видим, что как в экспериментальном, так и в контрольном классе больше всего работ было оценено 33—48 пунктами. В контрольных классах количество таких работ было больше (кривая графика идет выше). Минимальное количество пунктов в экспериментальных классах было меньше (23), чем в контрольных классах (28), а максимальное больше (соответственно 63 и 58).

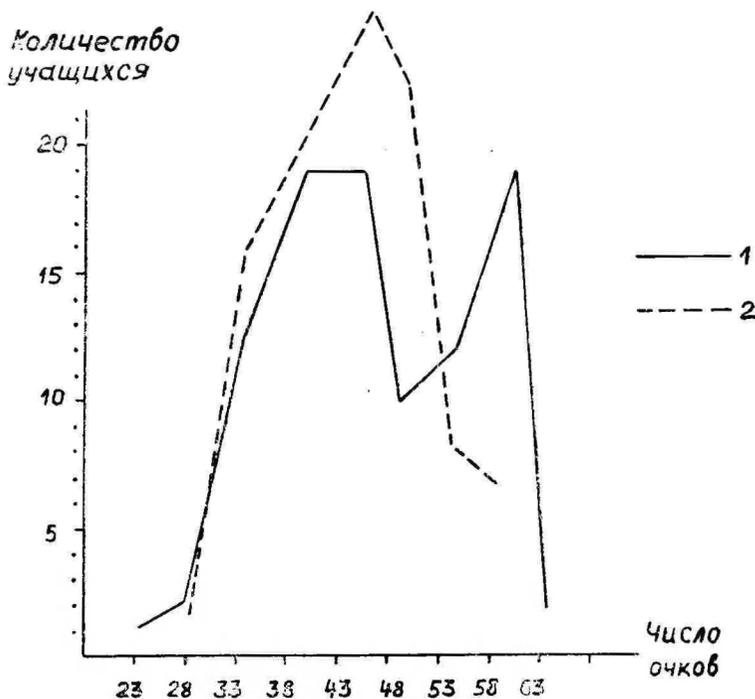


Рис. 1. Результаты предварительной работы.
1 — экспериментальные классы; 2 — контрольные классы.

Учащиеся экспериментальных классов прежде не работали по группам. Групповую работу на уроках применяла ранее тов. Х. Райк. Во всех школах группы составлялись по добровольному выбору учащихся. При этом не учитывались результаты исходной работы и общая успеваемость учащихся, так что группы по своему составу были гетерогенные. В группу входили 3—4 ученика и их состав в течение всего эксперимента не изменялся. В группах выбирались представители — способные ученики, пользующиеся авторитетом среди товарищей.

Групповая работа применялась на семи уроках при обучении 4 наиболее обширных тем: Польская НР, ГДР, ЧСР и ВНР. При более обширных темах задания для различных групп давались из различных разделов материала, а по степени трудности они были одинаковыми. Работа проводилась на основе письменных руководств, и поскольку учащиеся не были знакомы с групповой работой, то задания в руководстве были уже разбиты на группы.

Структура уроков при использовании групповой работы была в общих чертах следующей:

1. Вступительное слово учителя, в котором сообщалась тема урока, постановка проблем, выяснение целей работы.

2. Коллективная работа учащихся или работа в группе для усвоения учебного материала на основе письменных руководств (их получал каждый член группы).

3. Заключительная и закрепительная часть, проводившаяся в виде фронтального опроса под руководством учителя. В этой части урока усвоенные знания систематизировались, уточнялись, закреплялись или связывались в целое самими учащимися по ходу групповой работы. Опрос для проверки и оценки выученного материала происходил на следующем уроке. С этой целью по ходу работы происходил обычный индивидуальный или фронтальный опрос.

После изучения соответствующих тем во всех экспериментальных и контрольных классах была проведена обширная контрольная работа для выяснения как учащиеся усвоили предмет при различной организационной форме учебной работы. Итоговую контрольную работу выполнили 166 учащихся, из них 85 из экспериментальных и 81 из контрольных классов. Статистические показатели итоговой контрольной работы приведены в таблице 2.

Таблица 2

Статистические показатели итоговой контрольной работы (9-е классы)

Классы	M	Разность пунктов	t	Вероятность
Экспериментальные	39,3	3,7	4,1	99,9%
Контрольные	35,7			

Как видим из таблицы, среднее количество пунктов в экспериментальных классах значительно выше (39,3), чем в контрольных классах (35,7). Из графика (рис. 2) видно, что различие между экспериментальными и контрольными классами отражается и в количестве максимальных и минимальных пунктов. Так, в контрольных классах наименьшее количество пунктов равняется 22 и больше — 46; в экспериментальных классах соответственно 25 и 49. График, изображающий контрольные классы, достигает наивысшего подъема в пределах 31 и 40 пунктов, а график экспериментальных классов в пределах 37 и 43 пунктов. Повышение кривой графика экспериментальных классов сдвинулось к большему количеству пунктов.

Разница между экспериментальными и контрольными классами статистически существенна ($t > 2$). Сравнивая статистические показатели итоговой контрольной работы с показателями исходной работы, видим, что уровень знаний учащихся экспериментальных классов значительно возрос. Если на основе исход-

ной работы экспериментальные классы существенно не отличались от контрольных ($t=1,75$), то показатели итоговой контрольной работы говорят уже о статистически существенном различии ($t=4,1$). Как видим из графика, улучшение произошло именно за счет слабых работ.

Учитывая, что экспериментальные классы вместе по своим исходным данным в некоторой мере сильнее контрольных классов, было целесообразно сравнить результаты итоговой и исходной работ и определить вероятность успешности в тех и других классах. Результаты соответствующих вычислений приведены в таблице 3.

Таблица 3

Достоверность различия результатов исходной и итоговой контрольной работ³

Классы	P_1	P_2	N_1	N_2	M_D	D	t	Вероятность
Экспериментальные	69,8%	78,6%	97	82	$\pm 6,4\%$	8,8%	1,4	92%
Контрольные	66,3%	71,4%	98	81	$\pm 6,9\%$	5,1%	0,7	76%

P_1 = процент средних пунктов исходной работы;

P_2 = процент средних пунктов итоговой работы;

N_1 = количество учащихся, писавших исходную работу;

N_2 = количество учащихся, писавших итоговую работу;

M_D = средняя ошибка процента;

$$M_D = \sqrt{\frac{P_1 q_1}{N_1} + \frac{P_2 q_2}{N_2}} \quad q_1 = 100 - P_1$$

$$q_2 = 100 - P_2$$

$$D = P_2 - P_1$$

Как видно из таблицы, в тех классах, где применялась групповая работа ($t_e=1,4$), гораздо больше сдвигов, чем в контрольных классах ($t_k=0,7$).

Чтобы установить, как групповая работа повлияла на успеваемость сильных, средних и слабых учащихся, их разделили на группы на основе результатов исходной работы.

Сильные получили 65 — 50 пунктов;

средние получили 49 — 40 пунктов;

слабые получили меньше 40 пунктов.

Обзор результатов исходной работы, учитывая предшествующее деление учащихся на названные три группы, дает таблица 4.

Из таблицы видим, что сильные учащиеся имели гораздо лучшие результаты, чем средние ($t=23$) и средние учащиеся имели лучшие результаты, чем слабые ($t=10,2$).

³ А. А. Кыверьялг, Ю. Ю. Нурмик. Об использовании оценки учебной деятельности учащихся в педагогических исследованиях. Доклады к семинару, Таллин, 1971, стр. 116—125.

Таблица 4

Статистические показатели исходной работы сильных, средних и слабых учащихся

	М	Разность пунктов	t	Вероятность
Сильные	56,5	11,5	23,0	99,9%
Средние	45,0			
Слабые	34,8	10,2	10,2	99,9%

После окончания эксперимента мы снова сравнили уровни тех же учащихся. Картину их положения на основе итоговой работы дает таблица 5.

Таблица 5

Статистические показатели итоговой работы сильных, средних и слабых учащихся

	М	Разность пунктов	t	Вероятность
Сильные	41,8			99%
Средние	38,9	1,2	2,4	92%
Слабые	36,5	1,9	1,3	92%

Разность между средними и сильными учащимися значительно уменьшилась, но все же остается статистически значимой ($t=2,4$). Разность между средними и слабыми учащимися уже не является статистически значимой.

Таблица 6

Достоверность различия результатов исходной и итоговой работ сильных, средних и слабых учащихся

	P ₁	P ₂	N ₁	N ₂	M _D	D	t	Вероятность
Сильные	86,9%	83,6%	37	27	± 9,0%	3,3	0,4	65%
Средние	69,2%	79,8%	39	33	± 10,2%	10,3	1,0	86%
Слабые	53,5%	73,0%	22	18	± 14,3%	19,5	1,4	92%

Примечание: Неодинаковое количество учащихся, выполнявших исходную и итоговую работу, зависит от того, что многие, выполнившие исходную работу, отсутствовали во время итоговой работы.

Из таблицы видно, что хотя сильные ученики за итоговую работу получили несколько худшие результаты, чем за исходную работу (разность 3,3), разность очень маленькая и статистически вовсе не существенна ($t=0,4$). Такое различие может быть вызвано тем, что группировка учащихся проводилась только на основе одной контрольной работы. На результаты могли подействовать и случайные причины, например, продолжительное отсутствие ученика в школе и пр. Сильные ученики по-прежнему остались самыми лучшими. Насколько их знания улучшились и за счет чего, на основе данной работы невозможно было измерить. Улучшение фиксировалось лишь большим количеством пунктов, а какое потенциальное различие стоит за этим «до» и «после» эксперимента, настоящая работа выявить не позволила.

Значительно улучшились результаты средних учащихся, которые ясно выражаются в процентных показателях ответов. Но в пределе статистической достоверности рост успеваемости не повысился. Особенно большим был рост знаний слабых учащихся, который близок к статистически достоверному ($t=1,4$). Очень выразительно отражается улучшение результатов средних и слабых учащихся при сравнении графиков исходной и итоговой работ (рис. 3 и 4). Если на графике исходной работы кривые показатели знаний сильных, средних и слабых учащихся располагаются в различных промежутках пунктов, то на графике итоговой работы линии почти параллельны. Тем самым, применение групповой работы дало явно лучшие результаты знаний средних и слабых учащихся.

Использование групповой работы в 9-м классе показало, что эта форма организации учебной работы за короткое время дала лучшие результаты в экспериментальных классах. Ученики работали серьезно, дополняя и поправляя друг друга. При сравнении конечных результатов учащихся с различными предварительными знаниями выяснилось, что особенно улучшились знания слабых учащихся. Это дает право говорить о том, что совместная работа в группе предоставила им необходимую помощь и придала уверенность при усвоении знаний.

Количество
учащихся

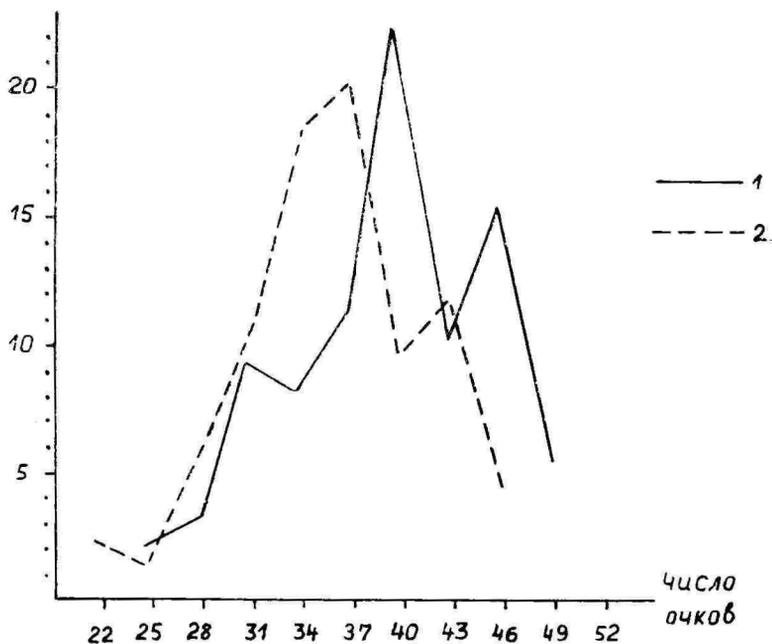


Рис. 2. Результаты итоговой работы.
1 — экспериментальные классы; 2 — контрольные классы.

Количество
учащихся%

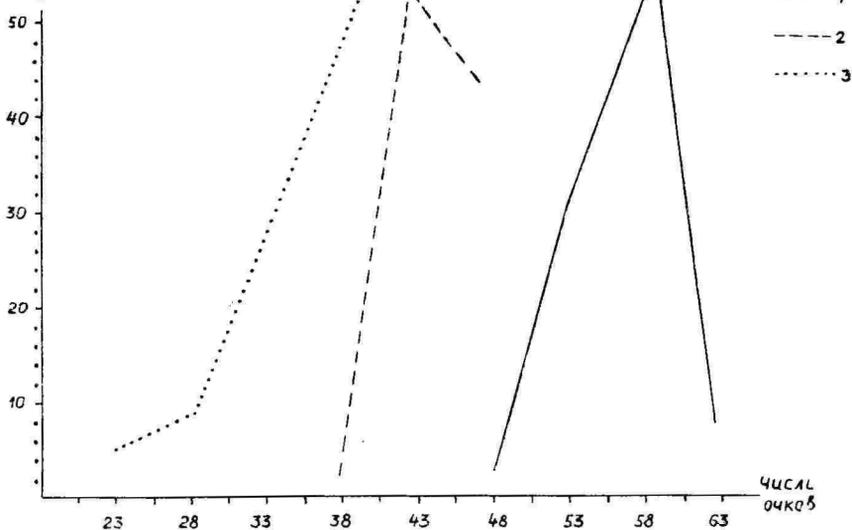


Рис. 3. Результаты предварительной работы для сильных, средних и слабых учащихся.
1 — сильные; 2 — средние; 3 — слабые.

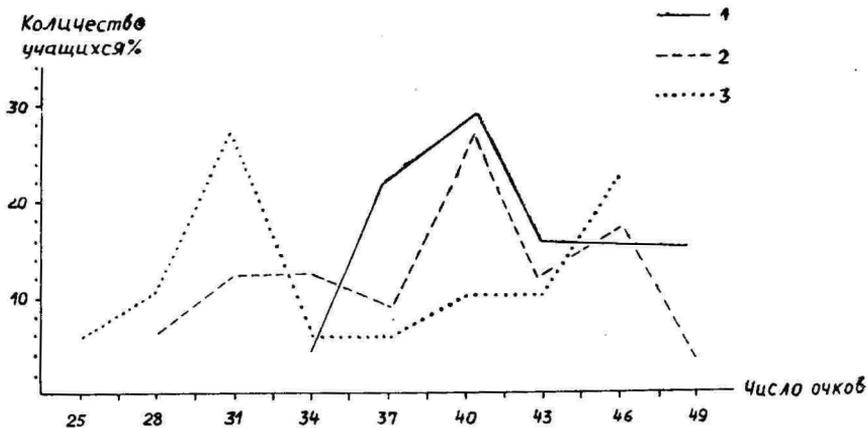


Рис. 4. Результаты итоговой работы для сильных, средних и слабых учащихся.
1 — сильные; 2 — средние; 3 — слабые.

RÜHMATÖÖ MÕJU ERINEVA EDUKUSEGA ÕPILASTELE GEOGRAAFIA ÕPETAMISEL

A. Benno

Resümee

Artiklis antakse lühikene ülevaade rühmatöö kasutamisest 9. klassis ning analüüsitakse selle tulemusi. Samuti vaadeldakse õppetöö niisuguse organisatsioonilise vormi mõju eeltöö põhjal tugevamateks, keskmisteks ja nõrgemateks osutunud õpilastele.

Katse lõpus tehtud kontrolltöö põhjal ilmnes, et kõige rohkem oli paranenud nõrgemate õpilaste teadmiste tase. Mõningal määral olid paranenud ka keskmiste õpilaste töötulemused. Tugevamad olid jäänud endiselt kõige paremateks. Kas ja kuivõrd olid nemad arenenud, seda antud tööga ei mõõdetud. Õpilaste rühmitamine tugevamateks, keskmisteks ja nõrgemateks toimus ainult eeltöö põhjal ja seepärast tuleks saadud tulemustesse suhtuda küllalt kriitiliselt.

Lisana on antud mõningad tööjuhendid rühmatöö korraldamise kohta 9. klassis.

EFFECT OF GROUP WORK ON PUPILS WITH DIFFERENT ABILITIES IN TEACHING GEOGRAPHY

A. Benno

Summary

The article gives a brief survey of an experiment in group work in the 9th form and discusses its results. The effect of such teaching on the pupils, who on the basis of a preliminary test paper were classified as weak, average and strong, is also dealt with. Another test paper written at the end of the experiment showed that the level of the weak pupils had improved to some extent. The strong pupils were the best as before. The article does not determine or measure the development of the strong pupils.

The grouping of pupils into strong, average and weak ones was done only on the basis of the preliminary test paper, and therefore the attitude towards the results obtained should be rather critical.

In addition, a few tasks for group work in the 9th form are given.

О СОЗДАНИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ТУРИСТСКИХ СХЕМ

Л. Васильев

Постановлением ЦК КПСС, Совета Министров СССР и ВЦСПС «О мерах по дальнейшему развитию туризма и экскурсий в стране» от 30 мая 1969 г. были намечены мероприятия по созданию новых и расширению старых турбаз, разработке новых плановых маршрутов, выпуску товаров для туристов и улучшению обслуживания туристов. Среди других задач постановлением было предусмотрено увеличение выпуска и повышение качества содержания и оформления издаваемых туристских схем. Одним из достижений в этой области явилось издание в 1971 г. новой туристской схемы Эстонской ССР в масштабе 1 : 600 000, которая была составлена в НРКЧ ГУГК при участии сотрудников кафедры физической географии Тартуского государственного университета. На схеме дано размещение и описание около 200 туристских объектов. По содержанию и оформлению эта схема выгодно отличается от предыдущих и была встречена общественностью республики с большим удовлетворением.

Однако в современных условиях одна обзорная схема всей республики уже не может удовлетворить возросших требований туристов и краеведов. Число взятых на учет республиканским Советом по туризму и экскурсиям туристских объектов достигает 3500, и для их изображения требуются карты более крупных масштабов. За последние годы резко возросло количество самостоятельных туристов, увеличился поток автотуристов из братских республик, широкой популярностью пользуются массовые туристские походы выходного дня, повысился интерес к краеведческой деятельности у туристов и друзей природы. Увеличилась активность школьных краеведов под девизом «по следам боевой славы», все шире проявляется интерес местных советов по выявлению и увековечиванию памятников истории и культуры. Однако все эти походы, поиски и изыскания встречаются с большими

трудностями ввиду отсутствия необходимых для этой цели крупномасштабных карт. Издается большое количество краеведческой литературы, в том числе новая серия по-районных сводок туристских достопримечательностей и специальные номера журналов, посвященные детальному изучению отдельных местностей Эстонии. Эти издания богато иллюстрированы фотоматериалами, однако размещение описываемых объектов изображается в виде чрезвычайно примитивных набросков и схем, которые не дают возможности ориентироваться на местности и самостоятельно находить в природе описанные в тексте объекты. Отсюда следует, что отсутствие достаточно подробных крупномасштабных туристских схем стало препятствием для дальнейшего развития краеведения, туризма и экскурсий.

Создание туристских схем, в том числе крупномасштабных, является в настоящее время непосредственной задачей Главного управления геодезии и картографии при Совете Министров СССР. Однако ГУГК предпочитает ограничиваться изданием крупномасштабных маршрутных схем некоторых наиболее популярных туристских районов, отличающихся массовой посещаемостью, как напр., туристская схема «Пушкинский заповедник» (в масштабе около 1 : 25000), «Военно-Сухумская дорога» (примерно 1 : 50 000) и некоторые другие.

Издаваемые туристские схемы подразделяются на обзорные, маршрутные, автодорожные, водные и планы городов. Из них крупномасштабными являются маршрутные схемы, изображающие трассу пешеходного маршрута плановых туристов, или небольшую территорию, по которой пролегает несколько маршрутов. На маршрутных схемах со значительным обобщением изображаются гидрография, рельеф, растительный покров, населенные пункты и туристские объекты. Последние можно на крупномасштабных схемах изобразить значительно детальнее, чем на обзорных. В первую очередь показывают места обслуживания туристов — экскурсионные бюро, турбазы, альпинистские лагеря, горные приюты, гостиницы, кемпинги, автозаправочные колонки, авторемонтные станции, автостоянки, вокзалы, причалы и пр. Далее показываются туристские достопримечательности — музеи, историко-революционные памятники, места, связанные с жизнью и деятельностью знаменитых людей, архитектурные и археологические памятники, неолитические стоянки, городища, замки, кругозоры, живописные места и отдельные объекты природы; социально-экономические экскурсионные объекты — заводы, передовые хозяйства, научные учреждения, карьеры полезных ископаемых и прочие современные объекты, где имеются условия для приема и обслуживания экскурсантов.

Составление крупномасштабных туристских схем должно производиться по ходотайству республиканского Совета по туризму и экскурсиям с учетом интересов плановых и самостоятельных

туристов. В качестве исходного масштаба можно принять 1 : 25 000, учитывая, что в основном они будут служить основой для организации пешеходных и лыжных походов. В нашей республике можно выделить три вида маршрутных схем, исходя из специфики потребителей.

1. Схемы окрестностей туристских баз. На туристские базы республики прибывают по путевкам лица, мало знакомые с природой и хозяйством республики. На турбазе они находятся от 3 до 10 дней. Для того, чтобы возбудить у них интерес к живописным местам и памятникам культуры, нужно вооружить их крупномасштабной туристской схемой окрестностей турбазы и привлечь к участию в радиальных экскурсиях и походах. В Эстонской ССР туристскими маршрутными схемами необходимо оснастить турбазы: 1. Аэгвийду-Нелиярве, 2. Выру-Кубня, 3. Каукси, 4. Пярну и 5. Вильянди.

2. Схемы зоны отдыха городов. Для содействия развитию летних и зимних походов выходного дня нужно организовать выпуск крупномасштабных схем окрестностей городов, позволяющих целесообразно планировать индивидуальные и коллективные походы выходного дня и ориентироваться при движении на местности. В условиях Эстонии такие маршрутные схемы необходимо издать в первую очередь по следующим районам зеленой зоны городов: 1. Харку—Рокка-аль-Маре, 2. Пирита—Клоостриметса, 3. Раннамыйза, 4. Вяэна-Йыэсуу, 5. Окрестности Эльвы.

3. Схемы отдаленных рекреационных зон. В республике всё большую популярность приобретает кратковременный летний и зимний отдых по путевке в ведомственных домах отдыха на лоне природы, где отдыхающий проводит два выходных дня недели или целую десятидневку. При этом регулярно совершаются пешие или лыжные коллективные походы по живописным окрестностям. Чтобы предоставить отдыхающим возможность более содержательно провести активный отдых и более подробно ознакомиться с природой, историей и культурой этих мест, требуются крупномасштабные маршрутные схемы следующих рекреационных местностей: 1. Вийтна, 2. Неэрути, 3. Отепя, 4. Вооремаа, 5. Куртна и др.

Развитие краеведения, туризма и охраны природы в республике требует выпуска достаточно подробных крупномасштабных туристских схем. Приведенные пятнадцать наименований туристских схем представляют собой предварительный перечень туристских схем, наиболее необходимых для организации активного отдыха. Несмотря на различную удаленность от крупных городов и некоторое различие в характере использования этих районов отдыха, при выборе содержания и оформлении этих крупномасштабных туристских схем можно руководствоваться одинаковыми требованиями. К составлению этих маршрутных схем

необходимо привлечь наиболее авторитетных географов, туристов и краеведов, чтобы обеспечить должное качество этих туристских схем.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов И. П., Минц А. А., Преображенский В. С., Шеломов Н. П., 1969. Современные географические проблемы организации отдыха. Известия АН СССР, серия географическая, № 4.
- О мерах по дальнейшему развитию туризма и экскурсий в стране, 1969. Журнал «Турист», № 8.
- Преображенский В. С., Шеломов Н. П., 1967. Проблемы использования естественных ресурсов для отдыха и туризма. Известия АН СССР, серия географическая, № 5.
- Проблемы развития индустрии туризма, 1970. АН СССР. Сибирское отделение. Институт экономики и организации промышленного производства. Новосибирск.

SUUREMÕOTKAVALISTE TURISMISKEEMIDE VALMISTAMISEST

L. Vassiljev

Resüme e

Kodu-uurimise, matkamise ja aktiivse puhkuse jaoks on vajalikud suuremõotkavalised turismiskeemid. Seni on neid avaldatud ainult üksikute turimispiirkondade kohta (Puškini memoriaal, Suhhumi sõjatee jt.). Meie vabariigis tuleb taotleda suuremõotkavaliste turismiskeemide avaldamist eeskätt turismibaaside ümb-ruse, linnaümbruse puhkepiirkondade ning mõnede kaugemate rekreatsioonialade kohta.

LARGE-SCALE TOURIST SCHEMES

L. Vassilyev

Summary

Large-scale (1:25,000) tourist maps are indispensable for the development of tourism as well as for creating all-round recreation facilities for holiday-makers. They are also important sources of information for those interested in local lore. These maps must represent the environs of tourist bases, cities and the most popular recreation areas.

КАРТА ЛИФЛЯНДИИ 1768 ГОДА

Э. Вареп

В результате Северной войны Эстляндия и Лифляндия стали в начале XVIII века частью Российской империи. Расположение на западной границе государства в непосредственной близости от новой столицы Санкт-Петербурга придало этим провинциям чрезвычайно большое стратегическое значение. Поэтому вполне естественно, что на изучение и картирование этих районов было обращено большое внимание.

Картирование Эстляндии и Лифляндии началось вскоре после их фактического присоединения к России в 1710 г. На побережье Эстонии съемочные работы начались по приказу Петра I в 1715 г.¹ В этих работах участвовали морские офицеры Э. Лейн, А. И. Кожин, М. Травин, Д. И. Мясной, К. ван Верден, Ф. И. Самойлов и др. С 1719 г. над картированием южного берега Финского залива работал инженер-полковник (позднее генерал) Иоханн Людвиг Люберас, который в 1726 г. представил результаты работы коллегии Адмиралтейства в виде общей карты Финского залива и 12 специальных карт. Можно добавить, что Люберас, который приобрел известность как строитель Кронштадтских, Таллинских и Балтийских укреплений, был владельцем двух имений в Эстонии — Койгу и Принги, дарованных ему Петром I за заслуги в Северной войне².

В 1720 г. Петр I приступил к осуществлению своего давнего замысла — общего картирования России. В связи с этим по распоряжению Петра топографов посылали и в Рижскую губернию и по всей вероятности они работали также на территории Эстонии. И после окончания Северной войны в связи с напряженной международной обстановкой Петр I обращал много внимания на картирование пограничных районов. Надо отметить, что влиятельные круги Швеции еще не отказались от мысли вернуть себе Прибалтику. Так, например, известный русский географ и

¹ E. Varrep. Eesti NSV rannikumerede hüdograafilise uurimise ajaloost (kuni 1917. a.). Ученые записки Тартуского гос. университета, вып. 46. Тарту, 1957, стр. 86—88.

² E. Varrep. Jooni Eesti kartograafia ajaloost. Tallinn, 1960, стр. 27.

общественный деятель Василий Никитич Татищев, проведший после окончания Северной войны 2 года в Швеции, написал в 1725 г. на родину, что шведское правительство расходует ежегодно десятки тысяч талеров на приобретение лифляндских карт. Татищев указал на необходимость картирования Прибалтики и просил выделить на это 2000 руб. По разным причинам это предложение не было осуществлено³.

В середине XVIII в. вопрос о картировании Прибалтики стал актуальным. В 1747—1751 гг. на побережье Эстонии проводил гидрографические исследования выдающийся русский ученый Алексей Иванович Нагаев. Работая попеременно при Адмиралтействе и Академии наук, он составил новые морские карты, которыми пользовались до начала XIX века.

Семилетняя война (1756—1763) и предстоящее разделение Польши сделали международное положение в 50-е и 60-е годы XVIII в. довольно сложным. Россия была особенно заинтересована в присоединении Польской Лифляндии (Латгале) и Курляндии. Для русского дворянства и купечества река Даугава (Западная Двина) имела первостепенное значение, ибо большинство привозимых в Ригу товаров было русского, а не польского происхождения. Граничащая с Польшей Лифляндия играла в данной обстановке важную стратегическую роль.

Совершенно естественно, что в такой обстановке возникла необходимость иметь более точные карты Лифляндии, которыми можно было бы пользоваться в случае войны. Исследования показывают, что такие карты действительно создавались, но они были предназначены только для военных целей, их не печатали и широкая общественность вообще не знала об их существовании.

Одним из относящихся к этому периоду очень интересных картографических произведений является карта Лифляндии 1768 г., которая хранится в отделе рукописных карт Библиотеки Академии наук СССР под номером 1891 (344). На эту карту внимание автора обратила несколько лет тому назад сотрудница картографического отдела Библиотеки Академии наук СССР Татьяна Николаевна Мельникова. Второй экземпляр этой карты автор обнаружил летом 1972 г. в Москве, в Центральном Государственном военно-историческом архиве СССР (ВИА № 21345), хотя она занесена в соответствующий каталог не под совсем точным названием. Полное название данной карты гласит «Карта специальная Герцогству Лифляндии, которое по нынешнему разделению и по последней ревизии состоит из 4-х округов и из 102-х кирхшпилей. Геометрически сочинена Генералом Квартирмейстером Бароном фон Элмптом⁴. Рига, 1768 года февраля 1-го

³ Д. М. Лебедев. География в России петровского времени. Изд. Академии наук СССР, М.-Л., 1950, стр. 202.

⁴ В более поздних литературных источниках применяется начертание Эльмпт.

числа». Карта размером очень велика: $2,71 \times 3,06$ м. Карта составлена в масштабе 1 дюйм — 3 версты (1 : 126 000). Карта интересным образом ориентирована на юго-запад. Её украшают художественно оформленный фронтиспис, изображение стран света, гербы Российской империи, Новгородской губернии, Эстляндии, Лифляндии, Польской Лифляндии и Курляндии, масштаб и изображения четырех кораблей и парусной лодки в Рижском заливе.

Содержание карты довольно многообразно. Главное внимание обращено на изображение поселений и дорог, а также на передачу природных условий.

Береговая линия Рижского залива изображена на карте весьма подробно. Выделены существенные для навигации ориентиры — выдающиеся мысы и острова. На карте находим острова Кихну, Рухну и Мания; как безымянный остров на карте показан также Торилайд (нынешний мыс Торила), но отсутствует Соргу. Из природных образований на карту нанесены отдельные, наиболее выдающиеся горы и долины; изображение же рельефа в полном смысле этого слова отсутствует. Сравнительно много холмов показано на карте в окрестностях Отепя, на Хааньской возвышенности находим их значительно меньше (отсутствуют даже Суур-Мунамяги и Вялламяги). Много внимания обращено на водную сеть, местами она передана довольно точно, например, в окрестности Отепя, где на карте изображено большинство озер с их названиями. На карте показаны также реки и ручьи, в отдельных случаях даже пороги и родники. Имеется ряд существенных ошибок. Например, река Халлисте впадает на карте близ Сурью в реку Рейу (!), отсутствует озеро Лавассааре и т. п. На карте штриховкой указаны пашни; передаются также леса, болота и луга, но в основном довольно неточно.

Из поселений на карту нанесены города, посады, имения, села и хутора. Из имений специальными значками различаются государственные, рыцарские и городские имения, имения купцов, скотоводческие имения и пастораты. Далее на карте отмечены благоустроенные замки, развалины замков, церкви и некоторые школы. В числе дорог различаются почтовые шоссе, большие дороги, местные и зимние дороги. Обозначены связанные с дорогами почтовые станции, корчмы, мосты и переправы; на побережье маяки и пристани. Из мануфактур даны водные и ветряные мельницы, стекольные заводы, кирпичные заводы и известковые печи. Наконец, на карту нанесены также оборонные сооружения — полевые укрепления и крепости. На карте показаны границы уездов и приходов, в соответствии с тогдашним административным делением.

Карта составлена без геодезической основы, ввиду чего положение обозначенных на карте объектов является неточным. Однако поселения и дороги нанесены на карту довольно подроб-

но, с учетом отдельных дворов и местных дорог, поэтому карта отличается богатством содержания. Подавляющее большинство нанесенных на карту объектов снабжено названиями, только у отдельно расположенных хуторов они, как правило, отсутствуют. Названия на карте даны русским шрифтом, но на немецком языке, как они в то время употреблялись в Лифляндии.

К сожалению, хранящаяся в Ленинграде карта несколько пострадала — ее отдельные части пришли в негодность. Уничтожено изображение довольно обширной территории в окрестностях Тарту и некоторых приходов — часть прихода Лохусуу, большая часть прихода Торма, часть Лайузе, большинство Кодавере, Паламузе, Маарья-Магдалена и Экси, часть Курси, Тарту-Маарья и Нью, большинство Пухья и Ранну и часть Рынгу, также часть Тарвасту и Колга-Яани). Небольшой пробел остается на карте и в Хелмеском приходе, а на территории Латвии — в окрестностях Кремона. Остальная часть карты сохранилась в целости. Очевидно, мы имеем дело с оригиналом составления, поскольку не все названия нанесены каллиграфическим шрифтом (не выписаны) и поэтому трудно читаемы. Хранящийся в Москве экземпляр не имеет существенных пробелов, но в основном похож на первый.

Ценность Лифляндской карты 1768 г. состоит прежде всего в ее значении для изучения истории поселения. Являясь, очевидно, первой русской топографической картой этой провинции, она дает очень подробное и правдивое представление о имениях, селах и других поселениях того времени, а также о дорогах. По сравнению с изданным в конце XVIII в. «Атласом Лифляндии» графа Л. А. Меллина, данная карта гораздо точнее. На карту 1768 г. тщательно нанесены все поселки и хутора, что позволяет получить хороший обзор о размещении населения в тот период, а также о форме поселений. Большой ценностью обладают нанесенные на карту названия местностей, заслуживающие специального исследования.

Автором карты является Иоганн Мартин (Иван Карлович) Эльмпт, заслуги которого в картографии Прибалтики до сих пор недооценивались⁵. Он родился 13 сент. 1726 г. в Германии, в Клеве, в семье офицера. И. М. Эльмпт сначала служил во французской армии, затем в чине капитана поступил на русскую службу. В 1755 г. он стал полковником, участвовал в 7-летней войне, получил повышение в 1759 г. до бригадира, а в 1762 г. до генерал-майора. В 1763—69 гг. И. М. Эльмпт был генерал-квартирмейстером при II армии. Работая в этой должности он составил карты Лифляндии и Курляндии. После этого находился в составе армии в Польше и на шведской границе. После первого раздела

⁵ Энциклопедический словарь, том 80, СПб., 1904, стр. 686. — См. также: Deutschbaltisches Biographisches Lexikon 1710—1960. Köln—Wien, 1970, S. 186.

Польшы И. М. Эльмпт был командующим расположенных в Лифляндии и Ингерманландии войск, стал в 1780 г. главнокомандующим. Он принимал участие в начавшейся в 1787 г. Русско-турецкой войне, но был в 1788 г. по болезни переведен на службу в Ригу. Во время правления Павла I служил в Риге начальником гарнизона и Ливонской дивизии. В 1796 г. переехал в Петербург, где в 1797 г. был произведен в генерал-фельдмаршалы. Ушел в 1798 г. в отставку, по возрасту. И. М. Эльмпт был владельцем нескольких имений в Прибалтике, в том числе ему временно принадлежало имение Лайузе в нынешнем Йыгеваском районе Эстонской ССР. В 1788 г. приобрел в Курляндии имение Швитенес (Швиттен), где умер 10 февраля 1802 г.

Следует еще остановиться на вопросе, каким образом карта И. М. Эльмпта повлияла на составление «Атласа Лифляндии» Л. А. Меллина, известного произведения прибалтийской картографии XVIII века⁶. Во время составления карты И. М. Эльмпта, Л. А. Меллин учился в Швейцарии, а затем в Болонском университете в Италии. В конце 1773 г. он вернулся на родину и поступил на службу в генеральный штаб, где проработал около 10 лет по картографии. В это время И. М. Эльмпт был уже командующим ливонских, а затем ингерманландских войск. Л. А. Меллин переехал в 1779 г. или вскоре после этого в Ригу и был назначен квартирмейстером Ливонской дивизии. И. М. Эльмпт жил постоянно в Риге с 1788—1796 г. Не подлежит сомнению, что Л. А. Меллин встречался по службе с И. М. Эльмптом и вероятно был знаком также с составленной им картой Лифляндии. Упомянутая карта, однако, была составлена для военных целей и была доступна только для служебного пользования. Вероятно, эта карта хранилась в Петербурге и Меллин не имел возможности пользоваться ею при составлении своего атласа. Во всяком случае Л. А. Меллин в предисловии к своему «Атласу Лифляндии»⁷ перечисляя лиц, оказавших ему содействие при составлении атласа, не упоминает имени И. М. Эльмпта.

Л. А. Меллин сам так повествует о составлении своего атласа. В ноябре 1782 г. наследник Павел Петрович возвращался из

⁶ E. V a r e p. L. A. Mellini Liivimaa atlas ning selle tähtsus Eesti NSV territooriumi geograafilise uurimise ajaloos. Резюме: Атлас Лифляндии Л. А. Меллина и его значение в истории географического исследования территории Эстонской ССР. Ученые записки Академии наук Эст. ССР, 1955, т. IV, № 2, стр. 300—316.

См. также: Э. Ф. В а р е п. Л. А. Меллин и его «Атлас Лифляндии». Труды Института естествознания и техники, т. XXVII, Москва, 1959, стр. 265—269. — E. V a r e p. Count L. A. Mellin and his «Atlas of Livonia». Резюме: Об «Атласе Лифляндии» Л. А. Меллина. Ученые записки Тартуского гос. унив-та, выпуск 156, Тарту, 1964, стр. 106—131. — E. V a r e p. Eesti atlakest. Резюме: Об атласах Эстонии. Teaduste ajaloo lehekülgi Eestist I, Tallinn, 1968, lk. 193—207.

⁷ Ludwig August Graf Mellin. Vorerinnerung zu dem Lief-Ehstländischen Atlasse. Kolzen ohnweit Riga, im Oktober 1798.

своего большого заграничного путешествия и остановился на несколько дней в Риге. Он потребовал у здешнего командующего генерала Берга карту о расположении войск Ливонской дивизии. Меллин, в то время квартирмейстер дивизии, получил приказ срочно изготовить соответствующую карту. При передаче карты Павлу Меллин подчеркивал, что он не отвечает за правильность карты, поскольку Лифляндия географически еще мало изучена, а сам он пробыл здесь еще слишком короткое время, чтобы суметь что-либо сделать. Павел считал позором, что о Лифляндии, относящейся к наиболее развитым провинциям империи, нет точной карты. Зная Меллина, а также его способности в области картографии, Павел указал на то, что долгом Меллина является устранение этого пробела; к тому же он мог бы этим оказать родине большую услугу.

Для Л. А. Меллина предложение наследника было очень кстати, ведь он и без того интересовался этой работой. Он поставил себе целью составление возможно полного атласа Лифляндии и Эстляндии. Выполнение этой задачи потребовало около десяти лет. Первый лист атласа Меллина вышел в 1791 г., работа в основном была закончена к 1798 г., эта дата значится и на титульном листе атласа. На самом деле в этом году атлас не вышел, ибо был запрещен по распоряжению Павла I. Лишь после воцарения Александра I запрет был отменен и к 1810 г. издание «Атласа Лифляндии» Л. А. Меллиана было завершено до конца.

LIIVIMAA KAART AASTAST 1768

E. Varep

Resümee

Artiklis analüüsitakse 1768. a. koostatud käsikirjalist Liivimaa kaarti, mille kohta varasemas kirjanduses ei ole nimetamisväärseid andmeid. Üht eksemplari kaardist säilitatakse Leningradis, NSV Liidu Teaduste Akadeemia Raamatukogus, teine eksemplar säilib Moskvas, NSV Liidu Sõjaajaloo Keskarhiivis. Uurimine näitab, et kaardi autor Johann Martin Elmpt oli kaardi koostamise ajal Liivimaal paikneva II armee kindralkorterteister. Kaart pakub suurt huvi asustusajaloo seisukohast, kuna sellel on võrdlemisi üksikasjalikult edasi antud Lõuna-Eesti ja Põhja-Läti asustastik ja teestik XVIII sajandi keskpaiku.

A MAP OF LIVONIA FROM A. D. 1768

E. Varep

Summary

The article analyses a manuscript map of Livonia dating back to 1768 on which very little information has been found in literature on the history of Baltic cartography. Only two copies have been discovered. One of them is preserved at the Library of the Academy of Sciences of the U. S. S. R. in Leningrad and the other in the Central Archives of Military History in Moscow. The author of the map was Johann Martin Elmpt, who at the time of its compilation discharged the duties of Quartermaster-General of the Second Army then stationed in Livonia. The map is of considerable interest for the history of settlement since it represents in fairly great detail the villages and roads in South Estonia and North Latvia about the middle of the 18th century.

СОДЕРЖАНИЕ

Э. Линкрус. Лахемааский национальный парк. Физико-географический очерк	3
E. Linkrus. Lahemaa rahvuspark. Füüsilisgeograafiline ülevaade. <i>Resümee</i>	35
E. Linkrus. The Lahemaa National Park. Physico-Geographical Study. <i>Summary</i>	36
А. Конго. Об исследовании урочищ и местностей	38
A. Kongo. Paigaste ja paigastike uurimisest. <i>Resümee</i>	45
A. Kongo. Investigation into Localities and Landscapes. <i>Summary</i>	46
Л. Пахацилл. Определение суточных сумм солнечной радиации по продолжительности солнечного сияния	47
L. Pahapill. Päikesekiirguse päevasummade määramisest päikesepaiste kestuse järgi. <i>Resümee</i>	52
L. Pahapill. Determination of Daily Amounts of Total Radiation on the Basis of the Duration of Sunshine. <i>Summary</i>	53
Л.-П. Куллус. Расчет испарения с поверхности Псковско-Чудского озера	54
L.-P. Kullus. Aurumine Peipsi-Pihkva järvelt. <i>Resümee</i>	72
L.-P. Kullus. Evaporation from Lake Peipsi-Pihkva. <i>Summary</i>	73
Л.-П. Куллус. Водный баланс Псковско-Чудского озера и колебание его элементов	75
L.-P. Kullus. Peipsi-Pihkva järve veebilanss ja selle elementide kõikumine. <i>Resümee</i>	95
L.-P. Kullus. Water Balance of Lake Peipsi-Pihkva and the Fluctuation of its Component Parts. <i>Summary</i>	96
А. Бенно. Влияние групповой работы на учащихся с различной успеваемостью при обучении географии	99
A. Benno. Rühmatöö mõju erineva õrpeedukusega õpilastele geograafia õpetamisel. <i>Resümee</i>	107
A. Benno. Effect of Group Work on Pupils with Different Abilities in Teaching Geography. <i>Summary</i>	108
Л. Васильев. О создании крупномасштабных туристских схем	109
L. Vassiljev. Suuremõtkavaliste turismiskeemide valmistamisest. <i>Resümee</i>	112
L. Vassilyev. Large-Scale Tourist Schemes. <i>Summary</i>	112
Э. Вареп. Карта Лифляндии 1768 года	113
E. Varep. Liivimaa kaart aastast 1768. <i>Resümee</i>	118
E. Varep. A Map of Livonia from A. D. 1768. <i>Summary</i>	119