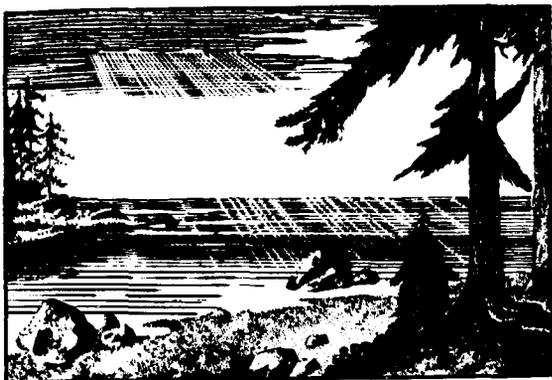




ИСТОРИЯ
ЛАДОЖСКОГО,
ОНЕЖСКОГО,
ПСКОВСКО-
ЧУДСКОГО
ОЗЕР,
БАЙКАЛА
И ХАНКИ





ИСТОРИЯ ОЗЕР СССР

Главный редактор
академик А. Ф. Трещников

Редакционная коллегия:

Д. Д. КВАСОВ (зам. гл. редактора),
В. А. РУМЯНЦЕВ (зам. гл. редактора),
Д. В. СЕВАСТЬЯНОВ (ученый секретарь),
Г. И. ГАЛАЗИЙ, Н. Н. ДАВЫДОВА,
М. В. КАБАЙЛЕНЕ, Г. Г. МАРТИНСОН,
А. В. РАУКАС, О. Ф. ЯКУШКО

ИСТОРИЯ ЛАДОЖСКОГО, ОНЕЖСКОГО, ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕР, БАЙКАЛА И ХАНКИ

Редакционная коллегия:

Д. Д. КВАСОВ (отв. редактор),

Г. Г. МАРТИНСОН, А. В. РАУКАС



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки (Серия: История озер СССР). Л.: Наука, 1989. 280 с.

Книга — четвертая в ряду продолжающегося издания, посвященного истории озер СССР, — содержит характеристику пяти крупнейших озер зоны избыточного увлажнения. Для каждого из них рассмотрены развитие представлений об истории озера, история древних береговых образований, строение донных отложений, тенденции развития природных процессов. Приводимые в книге материалы позволяют судить о возможных изменениях природы озер при разных вариантах развития климатических процессов и деятельности человека. Книга представляет интерес для геологов, географов и гидрологов. Библи. — 426 назв. Ил. — 66. Табл. — 3.

Рецензенты:

Н. В. ТОЛСТИКОВА, В. А. ЗУБАКОВ

Редактор издательства

Г. Л. КИРИКОВА

Научное издание

**ИСТОРИЯ ЛАДОЖСКОГО, ОНЕЖСКОГО,
ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕР, БАЙКАЛА И ХАНКИ**

Утверждено к печати

Институтом озероведения АН СССР

Технический редактор М. Э. Карлайтис
Корректоры Л. З. Маркова, М. К. Одинокова
и Н. В. Романенкова

ИБ № 44162

Сдано в набор 21.12.89. Подписано к печати 3.08.90.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 1 офсетная. Гарнитура
обыкновенная. Печать офсетная. Фотоабор.
Усл. печ. л. 17,50+2 вкладки (2 усл. печ. л.).
Усл. кр.-отг. 19,50. Уч.-изд. л. 23,45. Тираж 850.
Тш. зак. № 2231. Цена 4 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство
«Наука». Ленинградское отделение.
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 4.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства «Наука».
199034, Ленинград, В-34, 9 лин., 12.

И $\frac{1805040700-626}{042(02)-90}$ 395-89, кн. 2

ISBN 5-02-024518-6

© Коллектив авторов, 1990

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга — четвертая в ряду продолжающейся монографии «История озер СССР» — посвящена происхождению и развитию пяти крупнейших озер области избыточного увлажнения.

Самая длительная, а потому и наиболее богатая событиями история у Байкала — глубочайшего озера мира, возникшего в активно развивающейся рифтовой структуре земной коры и населенного представителями чрезвычайно богатой эндемичной фауны — прямой наследницы фауны древних озер внутренней Азии. В разрезе отложений Байкала отразились изменения климата и гидрологического режима на всем протяжении позднего кайнозоя. Крупнейший резервуар пресной воды, Байкал в последние годы остро нуждается в защите от загрязнения. Изучение прошлого озера позволит предвидеть, какие изменения можно ожидать в будущем.

Три крупнейших озера северо-запада Восточно-Европейской равнины — Ладожское, Онежское и Псковско-Чудское — сходны по происхождению и развитию. Они возникли около 12 тыс. лет назад (далее для краткости — л. н.) после отступления последнего оледенения в котловинах, созданных ледниковым выплыванием, направление и глубина которого определялись литологией и особенностями залегания палеозойских, вендских и рифейских осадочных и метаморфических пород и строением кристаллического фундамента. До недавнего времени существовало предположение, что в поздне- или послеледниковое время в озера проникали морские воды и, значит, сообщались между собой Балтийское и Белое моря. Теперь оно опровергнуто и доказано, что в котловинах всех трех озер существовали только пресноводные бассейны. На их развитие очень большое влияние оказало изостатическое поднятие, в результате которого Псковско-Чудское озеро постепенно увеличивает свои размеры, заливая южные берега. До геологически недавнего времени то же происходило и с Ладожским озером, но около 2 тыс. л. н. его воды перелились через водораздел между реками Мгой и Тосной, итогом чего явилось образование р. Невы, врезание которой вызвало резкое снижение уровня озера. Уменьшаются размеры и Онежского озера, а его северное побережье постепенно осушается.

В результате хозяйственной деятельности человека в последние годы Ладожское, Онежское и Псковско-Чудское озера оказались под угрозой сильного загрязнения, вызванного поступлением загрязняю-

щих веществ как непосредственно в озера, так и со стоком впадающих в них рек. Несмотря на широкий размах работ по охране природы озер, проблема борьбы с их загрязнением еще ждет своего решения. Исследования истории озер должны помочь планированию мероприятий по возвращению их к состоянию, предшествовавшему началу загрязнения их вод.

Находящееся на юге Дальнего Востока оз. Ханка имеет длительную историю, но в современном облике оно возникло относительно недавно в результате образования на севере Ханкайской котловины «аллювиальной плотины», сформированной наносами рек Уссури и Мулинхе, выше которой образовалось обширное мелководное озеро.

О каждом из пяти озер собрано довольно много материалов: здесь и данные по геологическому строению и рельефу дна, геоморфологии береговой зоны, озерным отложениям, сведения о путях проникновения в озера флоры и фауны. Однако все они до сих пор слабо увязывались между собой. Предлагаемая вниманию читателей монография — первый опыт комплексного подхода к изучению истории пяти крупнейших озер Северной Евразии.

Глава I

ПРИРОДНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРА

Ладожское озеро с площадью 17 680 км² — одно из крупнейших в мире и крупнейшее в Европе — имеет форму несколько расширяющегося к югу четырехугольника, длинная ось которого направлена с северо-северо-запада на юго-юго-восток. Береговая линия, в северной части озера причудливо извилистая (от г. Приозерска до пос. Салми) и образующая множество небольших заливов, напоминающих шхеры северного берега Финского залива, в целом составляет 1570 км (Черняева, 1966). Вблизи северного побережья сосредоточено большое число островов, а южнее — целые скалистые архипелаги. Наиболее известный из них — Валаамский. На южном и юго-восточном берегах находятся три больших открытых залива: Петрокрепость, Волховская губа и Свирская губа.

Наибольшая глубина — 228 м, глубины более 100 м характерны для северной части озера (к ССЗ от линии о-в Конецев—о-в Мантсинсари), к тому же отличающейся резкими их перепадами на небольших расстояниях. По направлению к южному берегу глубины постепенно уменьшаются, а дно становится более ровным. Средняя глубина озера составляет 51 м, объем его водной массы — 908 км³.

По данным наблюдений за 1859—1980 гг., средний уровень Ладожского озера равен 4.68 м, амплитуда его колебаний — 3.16 м, наивысший уровень, отмеченный в июне 1924 г., — 6.64 м, а самый низкий — в феврале 1942 г. — 3.48 м. В последние годы наблюдаются относительно низкие уровни, что связано, возможно, с понижением отметки порога стока в верхнем течении р. Невы, где проводились работы по углублению судоходного форватера. Годовой ход уровня Ладоги довольно плавный, со средней разницей между экстремальными отметками 48 см. Минимальные уровни обычно наблюдаются в январе, а максимальные — в июне.

Основная часть (81 %) водосборного бассейна озера общей площадью 258 600 км² приходится на водосборы трех главных притоков: Свири, Вуоксы и Волхова. Свирь вытекает из Онежского озера, Вуокса — из оз. Сайма, Волхов — из оз. Ильмень. Вытекает из Ладожского озера р. Нева, впадающая в Финский залив Балтийского моря.

Водный баланс озера оценен по данным наблюдений за 1853—1980 гг. Приходная часть баланса складывается из притока, поступающего через реки и ручьи и составляющего, по средним многолетним данным, 7.13 км^3 , и атмосферных осадков объемом 11.6 км^3 (656 мм). Основная часть притока поступает по рекам Свири (34 %), Вуоксе (27 %) и Волхову (23 %) (Кириллова, 1984). Подземный приток в силу своей незначительности не учитывается в расчетах. Расходная часть баланса включает испарение с водной поверхности (7.2 км^3 , или 405 мм) и сток по р. Неве (75.7 км^3).

Водные массы глубин озера отличаются постоянно низкими температурами, зимой распространяющимися на весь его объем. Весной в первую очередь прогреваются прибрежные районы, и на их границе с холодноводной центральной частью озера возникает термический бар, который постепенно перемещается все дальше от берегов. Разница температур по разные стороны термического бара иногда достигает 20° . К середине июля прогревается вся поверхность озера, а в августе ее температура достигает 16° (Тихомиров, 1962).

Воды Ладожского озера имеют очень низкую минерализацию — в среднем 62 мг/л. В составе растворенных веществ преобладают гидрокарбонатные ионы и ионы кальция. В последние годы в результате хозяйственной деятельности человека возросло поступление в озеро фосфора, азота, нефтепродуктов и отходов деревообрабатывающей и целлюлозно-бумажной промышленности, поэтому остро встал вопрос и об охране вод от загрязнения.

На берегах Ладожского озера разворачивались многие события русской истории. Через озеро проходил путь из варяг в греки. В течение сотен лет Приладожье было ареной борьбы между Россией и Швецией. В годы Великой Отечественной войны через Ладогу осуществлялась связь с осажденным Ленинградом. Вблизи устья Волхова находится древнейший город Ладога (Старая Ладога), и это название вместо более древнего — Нево — и укрепилось за озером.

В настоящее время Ладожское озеро имеет большое экономическое значение как источник водоснабжения Ленинграда. Оно — звено Волго-Балтийского водного пути, объект для рыболовства, а берега и острова используются как места отдыха.

Изучение истории озера позволит судить о том, какие изменения можно ожидать в ближайшие десятилетия при изменении природных условий, развитии хозяйственной деятельности и работ по охране природы.

Глава 2

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ИСТОРИИ ОЗЕРА

В конце XVIII—начале XIX в. господствовали представления, что суша относительно недавно освободилась от вод «всемирного потопа» и озера не что иное, как его следы. Так, В. Зуев (1787, с. 2) на пути из Петербурга в Новгород

отметил «возвышения, представляющие будто пороги, лежащие через дорогу и содержащиеся один к другому параллельно. Они все, сколько можно приметить, лежат от запада к востоку и, кажется, соответственно берегам Финского залива и Ладожского озера, так что думать можно, не в сих ли рубежах в последнее время Ладожское озеро с Финским заливом соединялось». К. Рулье (1852, с. 91) писал, что «озера, в том числе Онежское, Ладожское, Чудское и многие другие, — ясные остатки того древнего моря, которое покрывало Северо-Запад России и соединяло Балтийское море с Белым».

В середине XIX в. существование в прошлом моря обосновывалось уже теорией Ч. Лайеля, согласно которой валуны были разнесены айсбергами. Эту точку зрения, казалось, подтверждали материалы по зоогеографии озерной фауны. С. Ловен (Loven, 1861), обнаружив в озерах Швеции холодолюбивую фауну морского происхождения, на этом основании утверждал, что Балтика, имевшая большую площадь, чем теперь, некогда была заливом Северного Ледовитого океана (сообщалась с ним через районы Белого моря и Онежского и Ладожского озер) и лишь недавно соединилась с Атлантикой.

Следующий этап изучения истории Ладоги ознаменован становлением ледниковой теории. Еще Ф. Б. Шмидт (Schmidt, 1865), писавший об оледенении Эстляндии, отмечал, что отложения с морскими раковинами встречаются только на небольших высотах, а выше залегают пресноводные отложения, свидетельствующие о существовании крупных озер. На этом основании категорически отрицалось Беломорско-Балтийское соединение. Идея соединения критиковалась также с гидробиологических позиций. О. А. Гримм (1877, с. 112) писал, что «соединение Балтийского моря с Белым, в смысле теории Ловена, никогда не существовало», а «ледниковые реликты» проникли в Балтику через цепь пресноводных бассейнов.

Пользуясь современной терминологией, можно сказать, что в 70-х—80-х годах прошлого века был доказан пресноводный характер Ладоги начиная с литоринового времени. Среднеголоценовые отложения Ладожского озера и погребенные под ними археологические стоянки (неолит) были подробно описаны А. А. Иностранцевым (1882), который отметил существование в недавнем геологическом прошлом высокого уровня Ладоги. Причины трансгрессии были установлены выдающимся шведским ученым Г. Де Геером (De Geer, 1893, с. 538): «Сток из Ладоги мог раньше происходить в районе Выборга. Позднее водная масса Ладоги из-за неравномерного поднятия была перемещена к югу, что привело к возникновению р. Невы. Такая точка зрения дает возможность найти удовлетворительное объяснение геологическим разрезам, описанным А. А. Иностранцевым. Слои с неолитическими памятниками образовались в начальный период трансгрессии. Углубление современного стока из Ладоги привело к падению ее уровня» (перевод со шведского Л. Р. Серебряного).

В конце XIX в. появились предположения о проникновении

в Ладогу морских вод в позднеледниковое время. Г. Де Геер (De Geer, 1896) считал, что после отступления ледника в Балтийской, Ладожской, Онежской и Беломорской котловинах существовало «ледниковое море». Это море вскоре стали называть Йольдиевым. Однако, как писал Г. Де Геер, морской моллюск *Portlandia (Yoldia) arctica* в Балтийскую и другие котловины не проникал, а в восточной части Средне-Шведского пролива, соединявшего Северное море с Балтийским бассейном, встречался не более ста лет. Это свидетельствовало о почти полной пресноводности «ледникового моря». Его береговая линия («верхняя морская граница») была описана Ю. Айлио (Ailio, 1915) на территории, окружающей Ладожское озеро. Отметки этой береговой линии составляли около 50 м абс. выс. При таких условиях Ладога свободно сообщалась с Балтикой, и от Карельского перешейка оставался только небольшой остров.

Ю. Айлио (Ailio, 1915) развил упоминавшиеся выше идеи Г. Де Геера (De Geer, 1893) о ладожской трансгрессии и образовании р. Невы. Была подробно изучена древняя береговая линия, образовавшаяся во время трансгрессии. Отметки гребней береговых валов составляли около 18 м в южной части озера и 20—21 м в северной. Для датирования трансгрессии изучались стоянки, образовавшиеся до и после максимума трансгрессии. Ю. Айлио считал, что Ладожское озеро достигло максимального уровня (на южных берегах) около 4 тыс. л. н., когда и образовалась р. Нева.

Исследования истории выделенного Г. Де Геером (De Geer, 1896) «ледникового моря» (Ramsay, 1917) показали, что «верхняя морская граница» на побережьях Финского залива и Ладожского озера в действительности представляет собой береговую линию позднеледниковых пресноводных бассейнов, которые были объединены под названием Балтийского Ледникового озера. После отступления ледника из Средней Швеции (от горы Биллинген) его уровень упал на 28 м и стал равен существовавшему тогда уровню океана. Соленые воды через Средне-Шведский пролив проникли в Балтийскую котловину, и образовалось пребореальное Йольдиевое море. Вопрос о его проникновении в Ладожскую котловину (через северную часть Карельского перешейка) оставался открытым. Но дальше на восток Йольдиевое море во всяком случае не проникало, и, следовательно, не существовало Беломорско-Балтийского соединения.

Для района окрестностей Ленинграда эти взгляды были конкретизированы в работах В. Рамзая (Ramsay, 1928) и К. К. Маркова (1931). Последнему пришлось отстаивать их в ходе длительной дискуссии с С. А. Яковлевым (1925—1926). Вопрос о Беломорско-Балтийском соединении продолжал дискутироваться. Поскольку было доказано отсутствие соединения в пребореальное время, было выдвинуто предположение о существовании в аллереде так называемого I Йольдиевого моря (Марков, 1933—1935), доказательством чему послужили обломки морских диатомей, которые иногда находили в позднеледниковых отложениях.

В 30-х—40-х годах продолжалось изучение береговой линии

ладожской трансгрессии (Марков и др., 1934; Марков, 1949). На севере озера была найдена также береговая линия анциловой трансгрессии, расположенная на несколько метров выше берега ладожской (Нууррӓ, 1943).

В последние годы изучена стратиграфия донных отложений Ладоги (Давыдова, 1965; Абрамова, Давыдова, 1966; Абрамова и др., 1967а, 1967б; Квасов, 1975; Давыдова, 1985). С помощью спорово-пыльцевого анализа был определен возраст отдельных горизонтов отложений, а с помощью диатомового анализа — экологические условия бассейнов, в которых они формировались. Во всех горизонтах начиная с позднего дриаса была встречена диатомовая флора, свойственная крупным холодноводным пресным озерам и представители которой и поныне обитают в Ладоге. Тем самым было доказано, что в Ладогу не проникали воды пребореального Йольдиевого моря. Эта точка зрения находится в соответствии с данными Е. Хюния (Нууррӓ, 1963, 1966): из составленного им спектра террас Балтики следует, что уровни Йольдиевого моря были низкими и оно не могло распространяться восточнее Карельского перешейка.

На основе анализа сведений о находках морских диатомей в позднеледниковых отложениях Приладожья (Квасов и др., 1970) был сделан вывод, что все они переклещены из межледниковых мгинских отложений. Таким образом, вопрос о существовании I Йольдиевого моря и позднеледникового Беломорско-Балтийского соединения был окончательно закрыт.

Последующие работы по истории Ладожского озера отражены в настоящей книге. Следует отметить, что большое внимание уделялось происхождению озерной котловины (Квасов, 1976; Ладожское озеро, 1978), четвертичным отложениям, истории оледенения Приладожья (Геоморфология. . ., 1969) и истории Ладоги по данным о распространении озерной фауны (Кудерский, 1961). Об этих работах речь пойдет в соответствующих разделах книги.

Глава 3

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ОЗЕРНОЙ КОТЛОВИНЫ

Рельеф озерной котловины

Впадина Ладожского озера располагается в цепи депрессий, ограничивающих юго-восточную периферию Фенноскандии, занимая место между Финским заливом на юго-западе и котловиной Онежского озера на северо-востоке. Котловина Ладоги вытянута в направлении северо-северо-запад — юго-юго-восток, а большая и малая ее оси соотносятся как 5 : 3.

По своим морфологическим особенностям котловина резко разделяется на меньшую по площади северо-западную и большую юго-восточную части, граница между которыми проходит приблизительно по линии Приозерск — Ууксу. В северо-западной части озера на побережье под четвертичными отложениями нахо-

дятся породы кристаллического фундамента, а под акваторией — рифейские осадочные и вулканогенные породы; в юго-восточной части и на побережье, и в пределах акватории распространены вендские и пизженепалеозойские осадочные породы.

Для территории Северного Приладожья в целом характерен сельговый рельеф. Вытянутые гряды-сельги представляют собой, как правило, отпрепарированные денудацией системы изоклинальных складок метаморфических пород фундамента. На побережье такого рода образования формируют шхерный тип берега; сложенные кристаллическими породами, вытянутые полуострова и острова разделены узкими глубокими впадинами, которые в пределах суши завершаются глубоко вдающимися в нее заливами фиордового типа. В западной части Северного Приладожья преобладают линейные формы, ориентированные в направлении северо-запад—юго-восток; в восточной части ориентировка гряд и разделяющих их линейных депрессий приближается к меридиональной. Возникшие в отдаленном геологическом прошлом разрывные нарушения, имевшие следствием образование небольших блоков фундамента, в рельефе отражены в виде вытянутых мысов, переходящих в цепочки островов, разделенных глубокими и узкими проливами.

Формы рельефа береговой зоны северной части Ладоги продолжают в рельефе ее дна. Здесь много островов, между которыми глубины иногда превышают 200 м. В центральной части озера крупнейшими являются острова Валаамского архипелага, а в восточной — архипелага, объединяющего острова Лункулансари и Мантсиесари.

К югу от линии Приозерск—Уксу рельеф дна и берегов озера становится более спокойным; глубины от 80—130 м уменьшаются до 60—100, а затем до 50—60 м. В средней части озерной котловины, лежащей между упомянутой линией Приозерск—Уксу и линией Никулясы—устье р. Олонки, ориентировка форм донного рельефа сохраняет свою параллельность большой оси озера, но рельеф становится менее расчлененным: слабо вытянутые подводные возвышенности с вершинами на глубине от 30 до 60 м разделены здесь депрессиями дна, рисуемыми 70-метровой изобатой. К юго-востоку от линии Никулясы—устье р. Олонки в направлении южного берега озера отмечается равномерное пологое поднятие дна от 60 до 20 м. 10-метровая изобата обрисовывает выступы коренного берега.

За пределами развития шхер как на западном, так и на восточном побережьях озера его берега отличаются выровненностью, повсеместным преобладанием отлогих аккумулятивных берегов с неширокими песчаными пляжами, продолжающимися в глубь суши четко выраженными сериями береговых валов. Наиболее полные серии последних известны в границах Нижне-Свирского государственного заповедника на восточном и в Тайполовском заливе — на западном побережьях озера.

На южном побережье озера далеко выступающие к северу полуострова Волкосарский и Сторожно, сложенные устойчивыми к

абразии разностями палеозойских пород, разделяются глубоко вдающимися в сушу мелководными заливами (Петрокреность, Волховская и Сви́рская губы). В пределах этих заливов в формировании донного рельефа значительную роль играют аллювиальные образования, представляющие собой выносы крупных рек — Волхова, Паши, Ояти и Свири, заметно нивелирующие дно и формирующие прибрежные аккумулятивные формы дельтового типа.

Возникновение озерной котловины

Существует мнение, что котловина возникла в результате дифференцированных тектонических движений, происходивших в недавнем геологическом прошлом. Этому мнению, однако, противоречит плавный ход изобаз изостатического поднятия, которые окружают динамический центр последнего ледникового покрова в Фенноскандии. Вероятно, дифференцированных движений не было в поздние и послеледниковое время, как и в более отдаленном геологическом прошлом. В той части Восточно-Европейской платформы, которую занимает южное Приладожье, осадочный чехол (вендские и палеозойские отложения) имеет почти горизонтальное залегание с очень слабым уклоном на юго-восток (рис. 1, 2). В слоях осадочных пород здесь практически нет складок и разломов (Малаховский, Грейсер, 1987). Это показывает, что дифференцированных тектонических движений здесь не было начиная с венда. Отдельные небольшие структуры обычно захватывают только верхнюю часть осадочного чехла. Подробное изучение этих структур показало, что все они являются гляциодислокациями или отторженцами (Малаховский, Саммет, 1982).

Остается признать, что основная роль в возникновении рельефа Приладожья и Ладожской котловины принадлежит процессам денудации. В конце палеозоя, в мезозое и кайнозое здесь была суша, которая подвергалась размыву водами протекавших по ней рек. В четвертичное время через Приладожье несколько раз продвигались ледники. Помимо ледникового выпахивания происходило также накопление ледниковых отложений. Все это создало основные черты современного рельефа, который в поздние и послеледниковое время был лишь незначительно видоизменен процессом осадконакопления в озере, а также под воздействием абразии и аккумуляции в ходе развития древних и современных берегов Ладоги.

Степень проявления процессов денудации зависела от литологии и тектонического строения тех районов, которые подвергались размыву или выпахиванию. Наибольшее сопротивление оказывали кристаллические и метаморфические породы, а за ними — известняки; наиболее легко поддавались разного рода воздействиям слои глины и песков. Таким образом, рельеф Приладожья в значительной степени предопределило его геологическое строение. Возвышенности находятся, как правило, в тех районах, где на поверхность выходят кристаллические породы или известняки, а понижения и котловины — в местах распространения рыхлых осадочных пород.

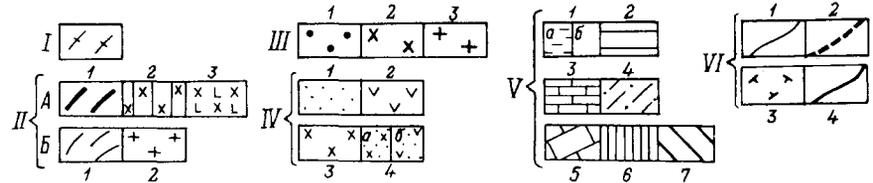
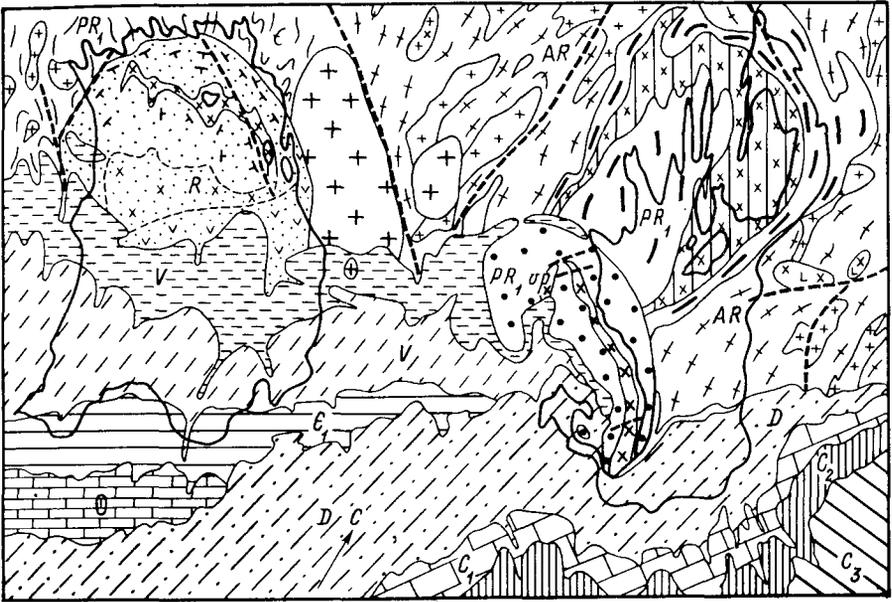


Рис. 1. Схематическая геологическая карта юго-восточного склона Балтийского щита. Составил А. В. Амантов.

I - архей (гнейсы, мигматиты, плагиограниты); II - свекокарельский комплекс [A - ятулийские и суйсарекские отложения (1 - конгломераты, песчаники, кварциты, доломиты, мраморы, сланцы, туфы, туфосланцы, туфопесчаники; 2 - габбро-диабазы, диабазы; 3 - перидотиты, пироксениты, пориты); B - свекофенские отложения, включая ладожскую серию (1 - сланцы и гнейсы мигматизированные; 2 - гранитоиды)]; III - венский и хогландий (1 - конгломераты, песчаники, кварцитопесчаники, алевролиты; 2 - габбро-диабазы; 3 - граниты-ранакиты, габбро-анортозиты); IV - рифей [1 - песчаники, алевролиты, аргиллиты; 2 - диабазовые и базальтовые порфириды; 3 - габбро-диабазы, сиенит-диориты; 4 - образования нерасчлененные с преобладанием габбро-диабазов (a) и порфиритов (b)]; V - венд палеозойский чехол [1 - венд: валдайская серия - редкинский и котлинский горизонты (a - пески, песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты редкинского горизонта и гловских слоев; b - алевролиты, глины, песчаники котлинской свиты); 2 - нижний кембрий (глины); 3 - нижний ордовик (известняки); 4 - девон (глины, пески, песчаники); 5 - нижний карбон (глины, пески, песчаники, бокситоносные породы, известняки); 6 - средний карбон (глины, мергели, известняки); 7 - верхний карбон]; VI - остальные обозначения (1 - геологические границы; 2 - разрывные нарушения; 3 - элементы залегания; 4 - береговая линия).

Через Ладожское озеро проходит граница Фенноскандинавского кристаллического щита и Восточно-Европейской плиты. К северозападным, северным и северо-восточным берегам озера примыкает область распространения сложно дислоцированных метаморфических пород, возникших в архее и раннем протерозое. В пределах

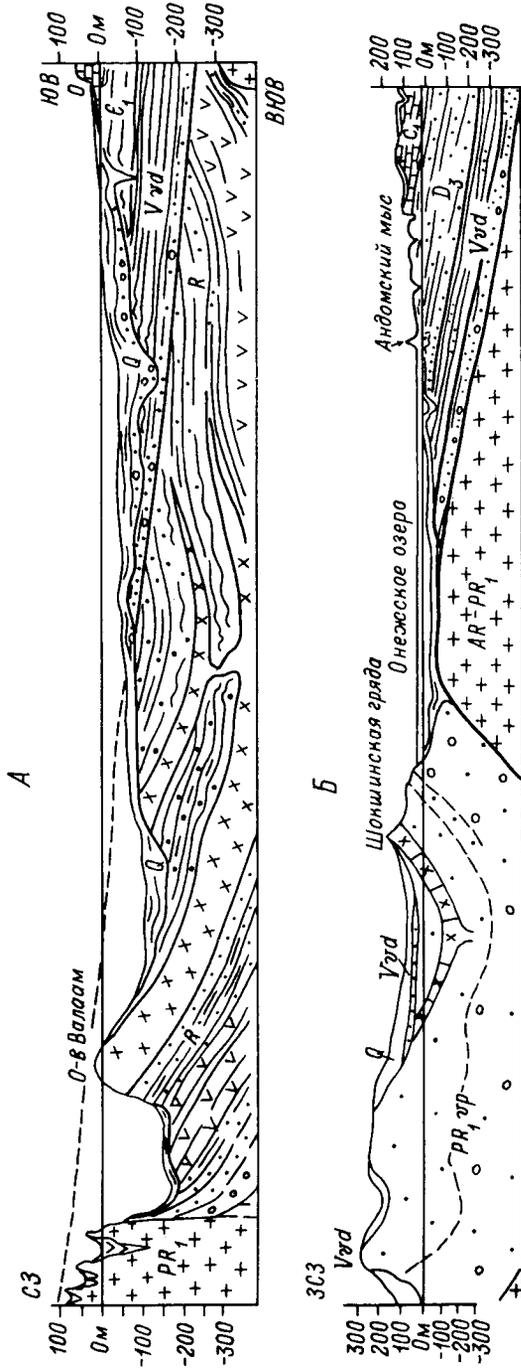


Рис. 2. Схематические геологические разрезы Ладожского (А) и Онежского (Б) озер. Составил А. В. Амантов.
Остальные обозначения те же, что и на рис. 1.

северной части Ладожской котловины, а местами также на берегах озера (район г. Приозерска) кристаллический фундамент находится на значительной глубине — здесь расположена Ладожская грабен-синклиналь, которая возникла в рифее. Она заполнена красноцветными терригенными и вулканогенными отложениями, залегающими почти горизонтально (Ладожское озеро, 1978; Амантов, Спиридонов, 1989), и не исключено, что они отлагались в озере, которое предшествовало современной Ладоге. Терригенные отложения пророваны пластовыми интрузиями.

На юге озера отложения Ладожской грабен-синклинали перекрыты вендским и палеозойским осадочным чехлом. В пределах южной части акватории распространены главным образом вендские, а у южного побережья — кембрийские отложения, представленные относительно рыхлыми терригенными породами. Вблизи южного берега Ладоги залегают ордовикские известняки.

Судить о развитии рельефа в течение позднего палеозоя, мезозоя и большей части кайнозоя не представляется возможным. Но установлено, что незадолго до начала четвертичного периода в Приладожье возникла сеть относительно узких и глубоких речных долин, тальвеги которых находятся на 100 и даже на 150 м ниже современного уровня моря (Квасов, 1975; Малаховский, Федоров, 1984). Главная долина, опоясывая край кристаллического щита, имела направление, примерно соответствующее очертаниям южного берега Ладоги. Притоки главной долины известны на Карельском перешейке, где они местами врезаются даже в кристаллические породы (район р. Вуоксы), на Онежско-Ладожском перешейке, в долине р. Мги. Не совсем ясен возраст долин, которые погребены под покровом червертичных отложений и не выражены в рельефе. Предположительно их можно связать с планетарной регрессией Мирового океана, которая происходила в самом конце миоцена (мессинское время — 5—6 млн л. н.). В ходе геоакустического зондирования дна озерной котловины погребенные долины удалось обнаружить и под акваторией южной части Ладожского озера (Давыдова и др., 1986). Существование древних каньонобразных долин в Приладожье совершенно определенно свидетельствует о том, что в дочетвертичное время озерного бассейна в этом районе не существовало.

В четвертичное время через Приладожье неоднократно продвигалась на юг одна из лопастей Скандинавского ледникового щита. Первоначально ее направление определялось рельефом, а район Ладожской рифейской грабен-синклинали, вероятно, в то время был относительно понижен по сравнению с окружающими районами распространения метаморфических пород. В дальнейшем ледниковое выплывание осадочно-вулканогенных пород, заполнявших грабен-синклиналь, сильно увеличило контрастность рельефа. Через миллиард лет существовавшая в рифее котловина частично восстановилась. Места интрузий, прорывающих рифейские отложения, положили начало скалистому Валаамскому архипелагу и другим островам северной части Ладожского озера. В промежутках между ледниковыми лопастями происходило накопление ледни-

ковых отложений и возникали так называемые островные возвышенности. Они есть к западу и к востоку от Ладожской ледниковой лопастной — это Центральная возвышенность Карельского перешейка и западная часть Олонецкой возвышенности (ее восточная часть представляет собой выход юпитийских кварцитоесчаников).

Северная часть Ладожского озера находится в той зоне Скандинавского ледникового щита, где выпахивание было наибольшим (Квасов, 1976). К ней относятся также Норвежский желоб Северного моря и залива Скагеррак, Эландская и Готландская впадины Балтийского моря, западная и центральная части Финского залива, северная часть Онежского озера и Кандалакшская губа Белого моря. Здесь движущийся лед впервые соприкасался с ложем ледника и насыщался моренным материалом.

В следующей зоне лед, уже насыщенный моренным материалом, производил значительно меньшее выпахивание. К этой зоне относится южная часть Ладожского озера, а также южные части Балтийского моря и Онежского озера и юго-восточная часть Белого моря. В южном Приладожье значительное сопротивление выпахиванию оказали ордовикские известняки, залегающие с очень небольшим падением на юго-восток. В результате образовался крутой уступ-куэста, продолжающий Балтийский Глинт, который окаймляет южное побережье Ладожского озера.

В ранне- и среднечетвертичное время в Ладожской котловине несомненно существовали приледниковые озера, но их отложения были уничтожены последующими оледенениями. Во время последнего межледниковья (микулинское, рисс-вюрмское, земское) в бассейн Ладоги проникало Мгинское море (Геоморфология. . . , 1969).

Особенно яркие следы в Ладожской котловине оставило последнее оледенение (валдайское). С ним связано накопление большей части ледниковых и водно-ледниковых отложений и значительное выпахивание.

Развитие котловины во время межледниковий

В ходе бурения на берегах Ладожского озера найдены отложения приледниковых озер, существовавших в конечные периоды среднечетвертичных оледенений. Наибольший интерес представляет разрез у г. Приозерска, где скважинами вскрыты четвертичные отложения мощностью до 180 м, залегающие на рифейских песчаниках. Под мгинскими морскими осадками залегает толща глин мощностью около 100 м, которая в ряде интервалов содержит органику. Литологический состав отложений, а также данные диатомового анализа свидетельствуют о существовании глубокого пресного озера, в развитии которого отмечаются два межстадиальных ритма. Во время второго из них глубины озера значительно уменьшились (Усикова и др., 1970).

По данным спорово-пыльцевого анализа, озерные отложения сформировались на конечных этапах среднечетвертичного оледенения. Во время первого потепления на берегах озера произрастали

березово-сосновые разреженные леса, которые потом сменились перигляциальной растительностью; во время второго распространились елово-сосновые леса, а позднее разреженные березовые леса.

Во время последнего (микулинского) межледниковья на территорию Приладожья проникло Эмское море, в этих районах больше известное под названием «Мгинское море» (по разрезу на р. Мге, где впервые были обнаружены его отложения). На территории Ленинграда и его окрестностей, а также в Приладожье отложения Мгинского моря в свое время были распространены повсеместно. Имея достаточно характерный облик, они легко опознаются в керне буровых скважин, но обнаружить их удалось лишь в ограниченном числе пунктов. В подавляющем большинстве случаев мгинские отложения уничтожены экзарацией во время валдайского оледенения, но ряд разрезов частично уцелел. Отторженцы мгинских отложений встречаются на расстоянии более 200 км от южных пределов распространения Мгинского моря. Характерный тому пример — разрез у хут. Эдази (район пос. Крестцы у подножия Валдайской возвышенности). В валдайских и голоценовых отложениях встречаются также обломки морских диатомей, переотложенных из мгинской толщи (Давыдова, 1985).

В большинстве случаев мгинская толща, местами мощностью 40 м (скв. у пос. Рыбацкое) сложена зеленовато-серыми или темно-серыми неясно слоистыми алевритами и глинами с пиритом и вивианитом и к тому же с запахом сероводорода и газопроявлениями. Осадконакопление протекало с сублиторали, где, несмотря на теплый климат этого времени, существовала придонная холодная водная масса. Это обусловило своеобразный характер фауны моллюсков, среди которых ведущей была *Yoldia (Portlandia) arctica* — реликт времени окончания среднечетвертичного оледенения, сохранившийся в относительно глубоководных районах. Наряду с ней были широко распространены *Mytilus edulus*, *Cardium edule* и *Littorina littorea*. В совокупности с данными спорово-пыльцевого, диатомового и фораминиферового анализов наличие теплолюбивых моллюсков свидетельствует о том, что поверхностная водная масса Мгинского моря была достаточно теплой. В развитии мгинского бассейна удалось выделить фазы: Марино-гляциальную (ленточные глины в разрезе на р. Мге и в скважине у пос. Рыбацкое), нижнюю лагуну, морскую фазу, верхнюю лагуну, верхнюю литораль.

Спорово-пыльцевой анализ позволяет уверенно сопоставлять мгинские морские и микулинские континентальные отложения, а также сравнивать климатические оптимумы микулинского (мгинского) межледниковья и голоцена. Сумма пыльцы широколиственных пород первого периода достигает 74 %, а второго не превышает 12—13 %. На долю пыльцы граба в отложениях микулинского времени приходилось до 35 %, а в отложениях голоцена — не более нескольких процентов.

Анализ расположения и высоты размеров мгинских отложений показывает, что Мгинское море не распространялось южнее Балтийско-Ладожского куэстового уступа (глинта), а его уровень зафиксиро-

рован теперь на абс. высоте не более 15 м. По-видимому, центральная часть Карельского перешейка в мгинское время была островом. До сих пор не ясно, соединялись ли между собой морские бассейны, существовавшие тогда в Ладожской и Онежской котловинах. Беломорско-Балтийского морского соединения, возможно, не было не только в позднеледниковое, но и в межледниковое время.

В начале валдайского оледенения на месте Мгинского моря образовались приледниковые озера. Отлагавшиеся в них ленточные глины залегают выше мгинских отложений на Карельском перешейке в районе оз. Суходольского (мощность глины 74 м) и у пос. Денисово (60 м), а также у пос. Синявино, что юго-восточнее г. Петрокрепость (35 м).

Неоднократно высказывались предположения о проникновении в средневалдайское время морских вод в район восточной части Финского залива и в Ладожскую котловину. Однако во всех изученных разрезах этого времени вскрыты только озерные отложения. Так, в районе пос. Молодежное на западном берегу Карельского перешейка средневалдайские озерные отложения встречены на 22 м ниже современного уровня моря. Они представлены тонкими пылеватыми слоистыми алевролитами, сапропелем и торфом. Абсолютный возраст торфа $45\,770 \pm 1160$ (ЛУ-673). Разрезы средневалдайских озерных отложений известны также во многих местах на побережье Финского залива и Ладожского озера.

Позднеледниковая история озерной котловины

Ледники покинули Ладожскую котловину около 12 тыс. л. н. в ходе отступления ладожской лопастей от краевых образований невисской стадии валдайского оледенения. Уже 11.8–11.9 тыс. л. н. на севере котловины началось накопление ленточных глин (Bakhmutov et al., 1987). Быстрому отступлению ледников, возможно, способствовало образование айсбергов в относительно глубоком приледниковом озере, существовавшем в Ладожской котловине.

Весьма вероятно, что современная глубоководная котловина северной Ладоги была заполнена мертвым льдом, смешанным с моренным материалом, который не давал льду всплывать (Давыдова, 1985). Если бы лед отсутствовал, котловина была бы заполнена флювиогляциальным материалом, который несли потоки талых ледниковых вод от гряд Салпаусселькя, на линии которых край ледника стабилизировался в течение позднего дриаса (11–10 тыс. л. н.). В это время в котловине отлагались ленточные глины. Местами они перекрывали мертвый лед, после таяния которого опустились на дно котловин, а их слои деформировались (Давыдова и др., 1986).

До недавнего времени считалось, что позднеледниковые террасы на побережье южной Ладоги оставлены Балтийским Ледниковым озером (Ramsay, 1928; Марков, 1931). Однако в последние годы установлено, что большая часть террас принадлежит самостоятельному приледниковому озеру, названному именем Рамзая, которое существовало до тех пор, пока ледники не отступили из района г. Раквере в Северной Эстонии (Квасов, Краснов, 1965, 1967; Квасов, 1975).

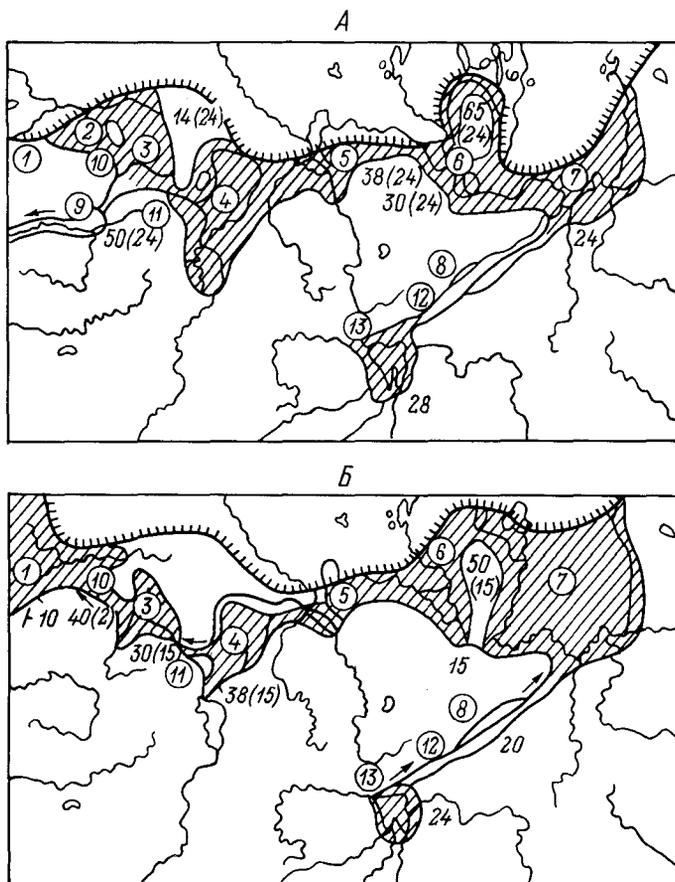


Рис. 3. Приледниковое озеро Рамзая в начальный (А) и конечный (Б) периоды развития (Квасов, 1975).

Цифры на рисунке: в кружках — древние озера [1 — Южно-Балтийское приледниковое озеро; 2—8 — плёсы озера Рамзая (2 — Кемба; 3 — Выртсъярвский, позднее — древнее оз. Выртсъярв; 4 — Чудской; 5 — Нижне-Лужский; 6 — Невский; 7 — Южно-Ладожский; 8 — Средне-Волховский (позднее — древнее Грузицкое озеро); 9 — Валгаская сквозная долина; 10 — Видляндийский пролив, позднее — сквозная долина; 11 — Тартуский пролив, позднее — сквозная долина; 12 — сквозная долина в районе пос. Коңцы; 13 — древнее оз. Ильмень]; без кружков — современная абс. выс. береговых линий приледниковых озёр, в скобках — абс. выс. береговых линий приледниковых озёр во время их существования.

В начальный период своего существования это озеро состояло из Южно-Ладожского, Невского, Нижне-Лужского, Чудского и Выртсъярвского плёсов и имело сток через район г. Валга в р. Гаюю. Позднее, после отступления ледника от восточного берега Рижского залива, порог стока переместился в район г. Тарту (рис. 3). Уровень оз. Рамзая во время первой стадии находился в тектонически стабильных районах (юго-восточное побережье Ладоги) на отметке 24 м. В других районах эта береговая линия изостатическими движениями поднята к настоящему времени на высоту до 74 м (Цент-

ральная Эстония). Уровень оз. Рамзая во время второй стадии находился на отметке 15 м (район устья р. Свири). В других районах он поднят изостатическими движениями на высоту до 50 м (северный склон Центральной возвышенности Карельского перешейка).

После отступления ледника из Северной Эстонии уровень оз. Рамзая резко спизился, а его остатки вошли в состав Балтийского Ледникового озера. В северной части Карельского перешейка существовал пролив, соединявший основную акваторию Балтийского ледникового озера с его Ладожским заливом. Северное Приладожье до отметок около 50 м было затоплено, а южная часть современного дна Ладоги представляла собой сушу.

Изменения водосборного бассейна озера

Основная часть водосборного бассейна Ладожского озера сформировалась к началу голоцена. В то время в Ладогу уже впадали Свирь, Волхов и другие реки, но р. Вуокса тогда еще не существовала.

Озеро Сайма, из которого теперь вытекает р. Вуокса, в бореальное и начале атлантического времени соединялось с расположенным западнее оз. Пяйянне. Вся эта озерная система имела сток на северо-запад, в Ботнический залив, через порог стока Хинкуа (Aario, 1969). Поднятие порога стока привело к трансгрессии на юго-восточных берегах, и 5800 л. н. сток стал осуществляться через р. Кюминйоки в Финский залив. Река Вуокса образовалась 5000 л. н. (Saarnisto, 1970), после чего оз. Сайма стало самостоятельным бассейном. Именно тогда окончательно сложился современный водосборный бассейн Ладоги (Квасов, 1975).

Первоначально Вуокса впадала в Ладожское озеро, имевшее еще высокий уровень. После образования р. Невы на месте залива Ладоги возникли озера Вуокса и Суходольское (Суванто). В первое из них впадало верхнее течение р. Вуоксы. Сток из оз. Вуокса шел в Ладогу (устье у г. Приозерска), а часть вод поступала в Выборгский залив через порог стока Хейнйоки (Вещево). Озеро Суходольское было отделено от Ладоги береговыми валами ладожской трансгрессии и имело весьма высокий уровень (около 17 м), а сток из него шел на северо-запад в оз. Вуокса.

В мае 1818 г. во время высокого стояния уровня оз. Суходольского крестьянами была прорыта канава для спуска вод озера в Ладогу. За несколько дней была промыта глубокая и широкая долина, а уровень озера снизился на 9 м. 17 сентября 1857 г. была сделана прорезь в перешейке между озерами Вуокса и Суходольское. В течение нескольких дней перешеек был размыт, уровень оз. Вуокса снизился на 2—3 м. Из-за увеличения расхода воды, вытекающей из оз. Суходольского, понизился также его уровень. В результате нижнее течение р. Вуоксы приобрело современные очертания. Сток из оз. Вуокса в Выборгский залив прекратился, а в Ладожское озеро через район г. Приозерска — сильно уменьшился. Основное течение р. Вуоксы

с тех пор проходит через оз. Суходольское (Кропоткин, 1876; Докучаев, 1878; Айло, 1915).

Глава 4

ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Геоморфология береговой зоны

На побережье Ладоги остались следы геологически недавнего распространения озерных водоемов, многие из которых значительно превышали по своей площади и глубине современное Ладожское озеро. В северном Приладожье в пределах шхерного берега встречаются отдельные абразионные террасовые поверхности, морфология которых в значительной степени повторяет элементы структуры кристаллических пород. Только в вершинах глубоко вдающихся в сушу заливов и на обращенных к побережью берегах островов наблюдаются изолированные аккумулятивные образования, с трудом сопоставляющиеся между собой по высоте. С приближением к границе платформы (южнее Приозерска на западном и Питкяранты на восточном берегу) повсеместное распространение получают аккумулятивные образования: террасы и серии береговых валов, занимающие значительные пространства в южном и юго-восточном Приладожье и заходящие далеко в глубь суши, особенно вдоль крупных рек — Олонки и Мегреги, Свири, Паши, Ояти, Сяси, Волхова и Невы. На побережье озера последовательно (сверху вниз) отмечены древнебереговые образования, принадлежащие приледниковым водоемам: озерам Рамзая, Балтийскому Ледниковому, Анциловому и собственно Ладожскому.

Наиболее высокие уровни (от 70 до 110 м абс. выс.), обычно расположенные на значительном удалении от современной береговой линии, представлены фрагментарно, участки их развития разобщены и в результате глициозостатических деформаций значительно различаются по высотным отметкам.

Наиболее выдержаны по простиранию террасы оз. Рамзая. В южном Приладожье одна из них четко выражена, имеет ширину в несколько километров, окаймляет глинт и характеризуется отметкой тылового шва 25—28 м. Высота этой террасы увеличивается до 50—55 м на Карельском перешейке и в районе к северу от Олонца (Геоморфология. . ., 1969). Вблизи берега лестница позднеледниковых террас наиболее отчетливо выражена на восточном побережье озера, в районе пос. Погран-Кондуши, где береговые линии отмечены в интервале высот 40—60 м.

Береговые образования Анцилового озера были сформированы во время одноименной трансгрессии Балтики, когда ее воды проникли в Ладожскую котловину через северную часть Карельского перешейка. Э. Хюшня (Нуурра, 1943) установил, что береговая линия Анцилового озера наиболее выражена в северной и средней частях побережья, где она образует отчетливую ступень, превышающую по своим отметкам береговую линию времени максимума Ладожской

трансгрессии. В юго-восточном направлении в силу значительного перекоса, обусловленного интенсивным изостатическим поднятием на севере, анциловая терраса погребена под отложениями Ладожской трансгрессии. Тыловой шов анциловой террасы характеризуется отметками от 35.7 м у пос. Моторное до 31.2 м в депрессии оз. Суванто (Суходольское). На ее поверхности развиты галечниковые и валунно-галечниковые береговые валы, обычно отсутствующие на других террасах.

В качестве границы Ладожской трансгрессии на севере Ладоги Ю. Айлио (Ailio, 1915) рассматривал абразионную террасу, а далее на юго-восток — цепь аккумулятивных форм, следующих параллельно современному берегу озера на расстоянии 1—3 км и представленную серией береговых валов с отметками береговой линии 20—21 м в северной части и 18 м в южной части озера. Впоследствии К. К. Марков (1949), уточнив высоту этой береговой линии в южном Приладожье, понизил ее до 14—15 м. К такой трактовке грани трансгрессии присоединились О. М. Знаменская и Е. Н. Ананова (1967), Д. Д. Квасов и В. А. Назаренко (1970), М. Саарнисто и В. Сириайнен (Saarnisto, Siriainen, 1970). Между тем еще Б. Ф. Земляков (1932) на основании изучения Нягеземской неолитической стоянки, перекрытой отложениями трансгрессии, установил более высокое положение уровня трансгрессии в долине р. Свири — до отметки 23.2 м. Е. Г. Шеффер (1967), проследивший распространение древнеозерных отложений в южном Приладожье, также пришел к выводу о более высоком уровне трансгрессии, указывая предел ее распространения в интервале отметок 17—22 м.

Все это побудило нас осуществить непрерывное прослеживание береговых образований Ладожской трансгрессии. Более высокие из них представлены сочетанием песчаной аккумулятивной террасы с четким абразионным уступом, которые с перерывами выражены на значительном протяжении к юго-востоку от Питкяранты и далее по всему южному Приладожью. Эта береговая линия значительно отделена от современного берега озера и постепенно уменьшает свою высоту в юго-восточном направлении. Наиболее отчетлива она на следующих участках: на западном берегу — в долине р. Вьюн (20.1 м); на восточном — к югу от Питкяранты (20.1 м), на южном — в долине р. Оять (19.6 м), в долине р. Паши (19 м), в долине Волхова (19.2 м). Положение береговых линий в верховьях р. Невы намечено изображением береговых форм на карте К. К. Маркова (1931) по левому (18.9 м, на правом берегу р. Мги) и правому (18.9 м, к западу от пос. Новые Островки) берегам.

Отложения трансгрессии имеют мощность 1.5—2.5 м и в понижениях рельефа перекрывают торфяники, сформированные при более низком стоянии уровня озера, предшествовавшем началу трансгрессии. Трансгрессивное наложение отложений этой озерной террасы на торфяники отмечено в большом числе разрезов: в долине рек Ристийоя (пос. Аурико), Олонки (Нурмала, Старый Завод, д. Чимилица), Мегреги (Рыжула), Обжанки (руч. Ругойя), Свири (ур. Калач, а также в 1 км выше Лодейного Поля), Ояти (д. Чашковичи,

пос. Ленэнерго), Паши (Рыбежно, Усть-Рыбежно, Балдино). Сяси (Сясьские рядки, Онока), Волхова, а также более мелких рек, впадающих в зал. Петрокрепость (Кобона, Лава, Рябинка), в долине Невы (Невский пятачок), а по западному берегу Ладоги — в долине р. Вьюн.

Четко выраженные, преимущественно аккумулятивные образования, принимавшиеся ранее за границу максимального распространения трансгрессии, расположены на 4—4.5 м ниже наиболее высокой береговой линии и должны быть отнесены к более молодой, чем максимальная, второй стадии развития Ладожской трансгрессии. Для этой стадии характерна более четкая морфологическая выраженность образований — в виде непрерывной серии береговых валов, опоясывающих озеро на отметках до 14—17 м и блокирующих со стороны озера вытянутые вдоль его побережья болотные массивы и обширные лагуны. Береговые валы прослеживаются практически непрерывно начиная с пос. Койринойя к северо-западу от Питкяранты и наиболее полные их серии представлены в районе пос. Тулокса и на правобережье р. Свири, в границах Нижне-Свирского заповедника. Наиболее мощный из этих валов выражен к югу от устья Свири, в осевой части п-ва Сторожно, а затем прослеживается в низовьях рек Воронежки, Сяси и Волхова, к западу от долины которого в пределах Волкосарского полуострова он известен под местным наименованием Коровий Хребет. На побережье зал. Петрокрепость вал выражен менее резко. Тем не менее он определенно прослеживается между Старо-Ладожским каналом и уступом глинта и вскрыт карьерами в долинах рек Рябинки и Назии.

На западном побережье озера признаки береговой линии второй стадии трансгрессии выражены также отчетливо и находятся на расстоянии 2.5—4 км от современного берега озера. Береговая линия следует подножию серии береговых валов на участке Ганнибаловка — пос. Трудовой. Далее валы поворачивают на запад, где на отрезке Ваганово — Борисова Грива отметка береговой линии составляет 15.3 м. Далее к северу валы этой генерации вновь простираются субмеридионально, ясно выражены в районе болота Соколье и прослеживаются далее по берегу Тайшоловского залива. Еще дальше древний аккумулятивный берег протягивается в район пос. Моторное, где его положение фиксируется абразионным уступом в основании мощной аккумулятивной террасы.

И на западном, и на восточном берегах озера высота береговой линии уменьшается с северо-запада на юго-восток. Так, в низовьях р. Вьюн она составляет 17.9, у разъезда Карку — 17.6, в устье р. Тулоксы — 17.0, по р. Олонке — 16.1, в Кутлахте — 15.1, по р. Сясь — 15.0, на п-ове Сторожно — 14.1, у с. Шахново — 14.9 м. Природа рассматриваемой береговой линии устанавливается по отчетливо выраженному в разрезах трансгрессивному налеганию (нередко с размывом) отложений, участвующих в строении береговых валов, на подстилающие их осадки максимальной стадии трансгрессии. На отрезке от Питкяранты до Салми отмечен также самостоятельный горизонт погребенного торфа (Лак, Лукашов, Эрман, 1978), более

молодого, чем в упомянутых выше пунктах за границами этой стадии трансгрессии. На более низких уровнях (10—12 м абс. выс.) во многих местах побережья прослеживаются еще одна—две террасы, по-видимому, сформированные в периоды непродолжительной стабилизации уровня водоема в ходе его быстрого спада.

Спектр береговых линий Ладоги составлен по результатам их нивелирования (рис. 4). Видно, что в крайней северо-западной части озерной котловины, где береговые образования представлены фрагментарно, наблюдается значительный разброс точек, фиксирующих высотное положение отдельных частей древнего берега. Это затрудняет высотную корреляцию береговых линий. В пределах значительно большей по протяженности части побережья, от параллели Питкяранты до устья Волхова, береговые линии легко сопоставляются между собой и дают картину равномерно расходящегося пучка. При этом градиент наивысшей береговой линии Ладожской трансгрессии характеризуется значением 4 см/км, ниже расположенной трансгрессивной береговой линии — 3.2 см/км и дополнительной, сформированной в ходе регрессии, — 2.3 см/км.

Переходя к анализу плановых особенностей береговых образований Ладоги, следует указать, что береговая линия времени максимума Ладожской трансгрессии, глубоко заходящая в долины крупных рек, в совокупности с отрезками относительно спрямленной береговой линии второй трансгрессивной фазы образуют по периметру озера как бы ряд сегментов, в которых роль дуги играет береговая линия макси-

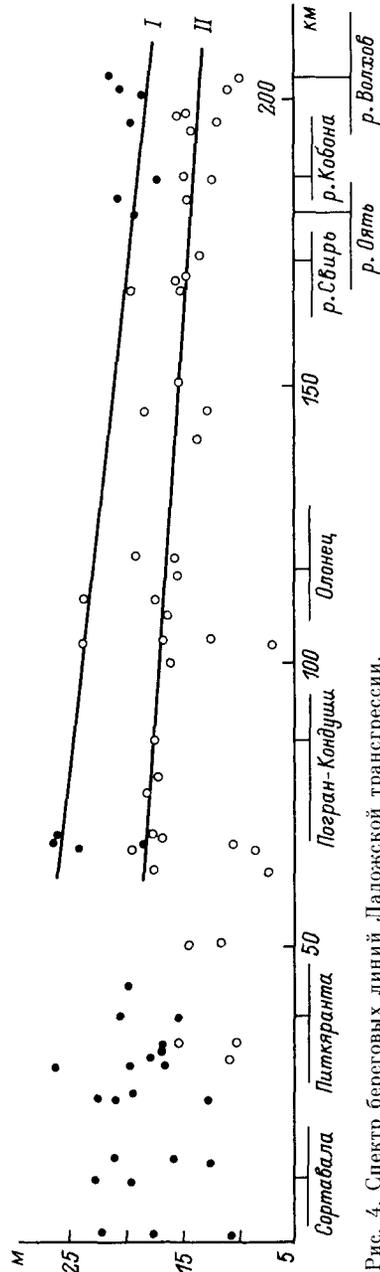


Рис. 4. Спектр береговых линий Ладожской трансгрессии.

I — максимальная стадия (около 3700 л. н.); II — вторая стадия (около 2000 л. н.).

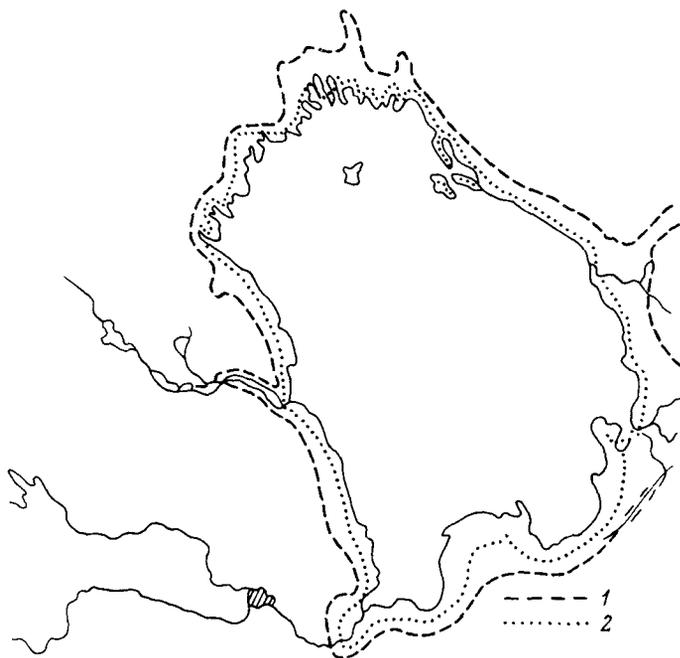


Рис. 5. Береговые линии Ладожской трансгрессии.

1 — максимальная стадия. 2 — вторая стадия.

мальной стадии трансгрессии, а хорды — отрезки более низкой и молодой береговой линии. Могут быть выделены Видлицкий, Олонецкий, Свирский, Сясь-Волховский и Мгинский сегменты (рис. 5).

Возраст береговых образований по радиоуглеродным и палинологическим данным

Наиболее древние погребенные торфяники и перекрывающие их осадки встречены в разрезах западного побережья Ладоги — на р. Вьюн (Знаменская, Ананова, 1967), а в разрезах восточного побережья — в долинах рек Ристиойя и Ууксу (Девятова, Какум, 1977). Эти образования характеризуются спорово-пыльцевым комплексом бореального времени — преобладанием пыльцы древесных пород, среди которой, чередуясь, доминируют пыльца сосны и березы, а также присутствием в малых количествах пыльцы широколиственных пород. Среди спор доминируют папоротникообразные. Озерные осадки содержат также характерный для Анцилового озера комплекс диатомовых с ведущими планктонными видами *Aulacosira islandica*, *A. granulata*, а также с представителями родов *Cymbella*, *Gomphonema*, *Epithemia*, *Navicula* (Лак, 1976, 1980). Подстилающий эти осадки в долине р. Ристиойя автохтонный торф датирован радиоуглеродным методом 8960 ± 100 и 8610 ± 100 л. н. (Лийва

и др., 1971). Следует заметить, что во всех упомянутых разрезах рассматриваемые осадки расположены значительно ниже береговой линии Анцилового озера.

До последнего времени анциловые осадки отмечались исключительно в северной части озерной котловины, что согласуется с представлениями К. К. Маркова (1949) о распространении Анцилового озера лишь в северной и средней частях Ладожской котловины. При исследовании разрезов южного Приладожья недавно установленных озерные отложения, залегающие ниже погребенных торфяников, основание которых имеет радиоуглеродный возраст в интервале 5—7 тыс. л. н. и наряду с этим в разрезе урочища Калач на р. Свири озерные отложения залегают на торфяниках, для которых получены датировки 8850 ± 10 (ЛУ-1938) и 8750 ± 100 (ЛУ-1939) л. н.

Разрез на Свири исследовался еще К. К. Марковым (Марков и др., 1934, с. 87). По результатам спорово-пыльцевого анализа им был сделан вывод, что торфяник развивался начиная с пребореального времени, и, следовательно, суббореальные условия господствовали здесь на протяжении всего голоцена, вплоть до Ладожской трансгрессии. Основанием для заключения о пребореальном возрасте подошвы торфяника явилось высокое содержание пыльцы березы в нижних слоях. Однако большой процент содержащейся в этих же осадках пыльцы сосны, ели и ольхи ставит под сомнение такой вывод.

Сравнение опубликованной спорово-пыльцевой диаграммы (Марков и др., 1934) с диаграммой разреза Калач, полученной нами (рис. 6), показывает очень большое их сходство в части, касающейся верхнего горизонта торфа, имеющего суббореальный возраст. Торфяник, описанный К. К. Марковым, скорее всего начал развиваться в начале суббореального времени, а высокое содержание пыльцы березы объясняется местными условиями — появлением березняка на образовавшемся болоте.

Палинологическое изучение отложений обнажения на Свири показало, что нижняя часть разреза, включающая песчаные осадки и подстилающий их нижний горизонт погребенного торфа, характеризуется спорово-пыльцевым комплексом с абсолютным господством древесной пыльцы. Доминирует пыльца березы (до 75 %) преимущественно древесных форм. Количество пыльцы хвойных увеличивается вверх по разрезу: сосны — от 22 до 51 %, ели — от 4 до 15 %. Пыльца ольхи, лещины и широколиственных встречается постоянно, но в малых количествах, возрастающих у верхней границы горизонта. Вышележащие слои озерных алевритовых песков с неясно выраженной слоистостью характеризуются спорово-пыльцевым комплексом с повышенным содержанием пыльцы широколиственных пород, что позволяет отнести их к атлантическому времени.

Радиоуглеродные датировки подстилающих торфяников (все — древнее 8 тыс. лет) и характер спорово-пыльцевых спектров свидетельствуют о накоплении песчаной толщи в бореальное время, а положение области накопления и характер осадков показывают,

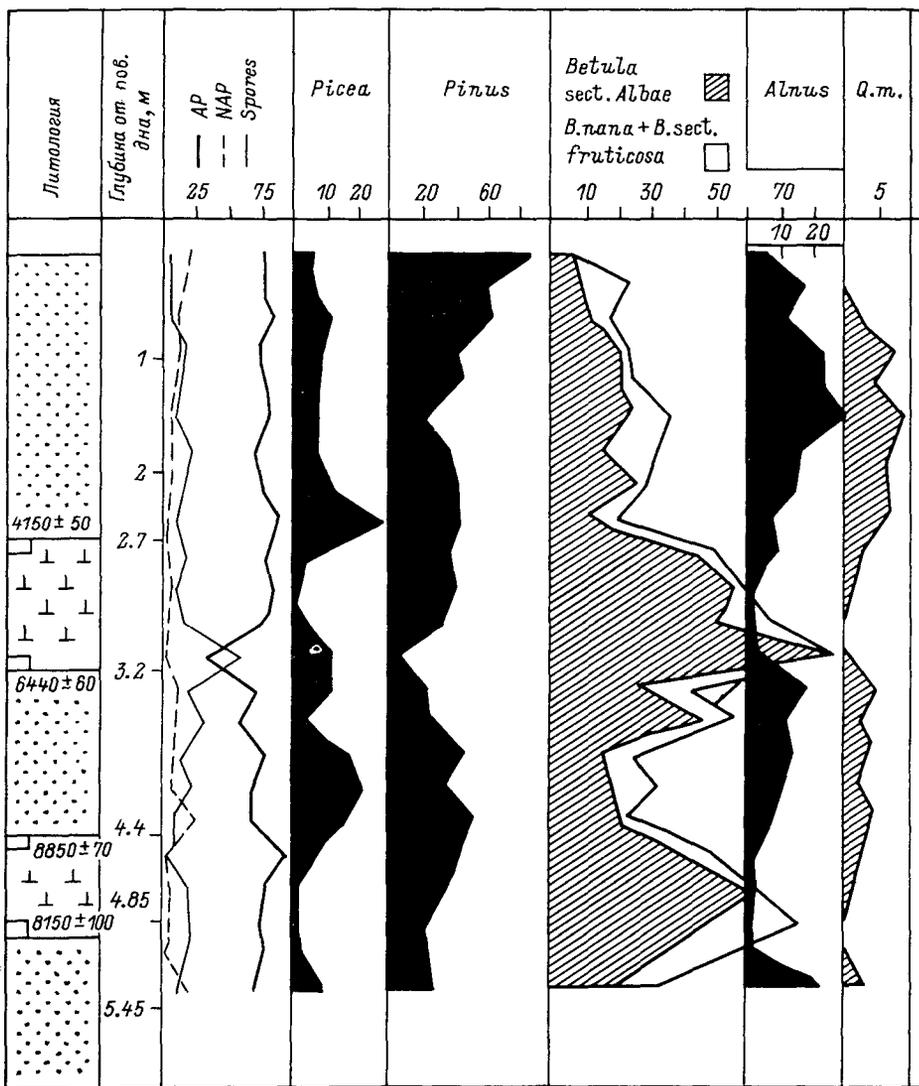


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза в урочище Калач (нижнее течение р. Свири).

что формирование отложений происходило в водах Анцилового озера. Таким образом, можно высказать суждение о более широком, чем предполагалось ранее, распространении вод Анцилового озера в южной части Ладужской котловины.

Как уже было отмечено, следующим крупным событием в истории озера была Ладужская трансгрессия. Опираясь преимущественно на археологические материалы, Ю. Айлио (Ailio, 1915) оценивал время ее максимума первой половиной второго тысячелетия до

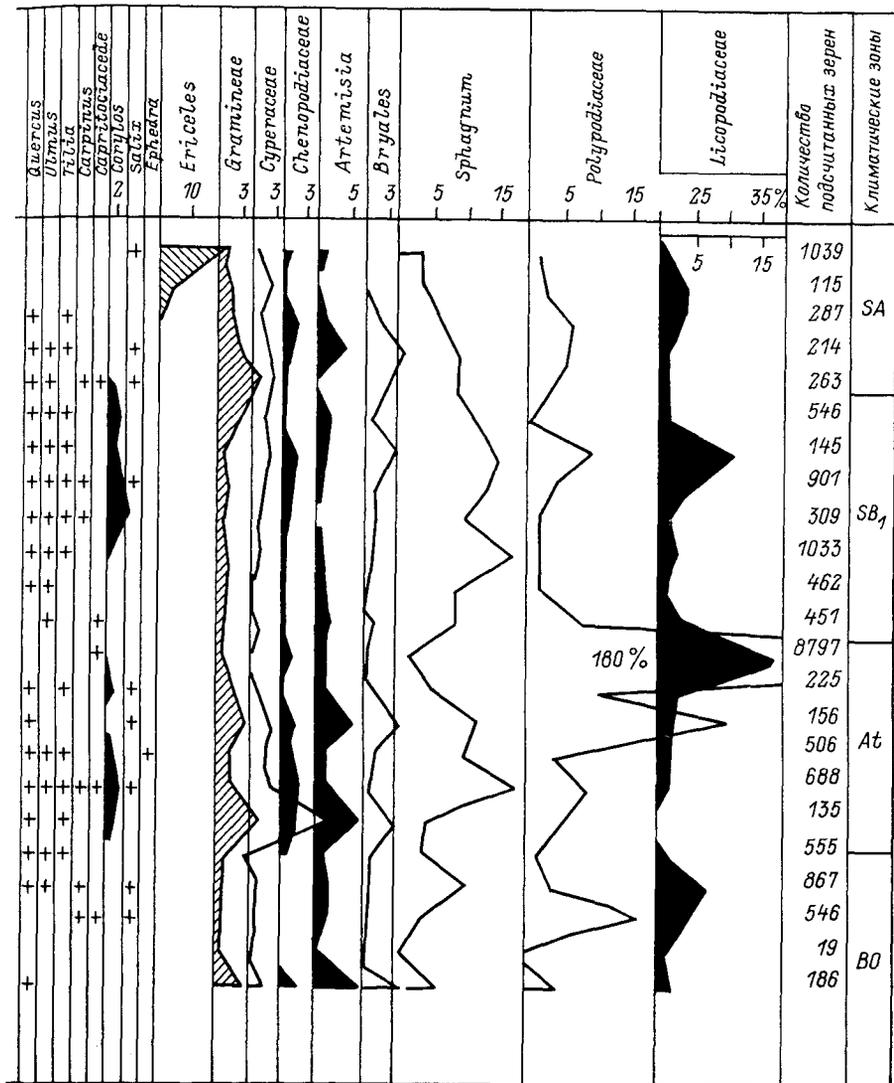


Рис. 6 (продолжение).

н. э., т. е. около 4 тыс. л. н. Этой даты придерживался и К. К. Марков (Марков и др., 1934). При этом оба они за максимальную границу распространения трансгрессии принимали систему береговых образований, на основании новых данных рассматриваемых нами в качестве образований второй стадии трансгрессии.

Д. Д. Квасов (Квасов, Краснов, 1967; Абрамова и др., 1967а, 1967б; Квасов, Назаренко, 1970; Квасов, 1975) подверг критике хронологические построения Айлио. С учетом уточненных данных

о возрасте памятников раннего металла он датировал ту же систему береговых образований временем около 2 тыс. л. н.

Для обоснования возраста Ладожской трансгрессии привлечено большое количество палинологических материалов (Знаменская, Анапова, 1967; Знаменская и др., 1970; Лийва и др., 1971; Экман и др., 1975). Их анализ позволил сделать вывод, что трансгрессия закончилась, вероятно, в начале субатлантики. Спорово-пыльцевые спектры отложений Ладожской трансгрессии, изученных в обнажениях на берегах рек Ристиоя, Олонка, Свирь (рис. 6), Оять, Паша, Сясь, Волхов, Лава, Нева и Вьюн, обычно характеризуются высоким содержанием пыльцы ели (от 22 до 45 %), сравнительно небольшим количеством пыльцы сосны (около 30 %); в спектрах содержится также 20—30 % пыльцы древесных форм березы, 15—20 % ольхи. Весьма разнообразен спектр трав, где доминирует пыльца злаков и осок, иногда встречается пыльца водной и прибрежно-водной растительности. Среди спор преобладают сфагновые мхи и папоротники.

Для установления возраста осадков Ладожской трансгрессии важное значение имеет определение абсолютного возраста органогенного материала из подстилающих озерные отложения горизонтов погребенного торфа, особенно по образцам из кровли горизонта торфа, фиксирующим время, предшествовавшее развитию трансгрессии, и отвечающим интервалу от 4000 ± 70 л. н. (стоянка Усть-Рыбежно-I, ЛЕ-599) до 3070 ± 70 л. н. (район г. Питкяранта, ГА-355).

В ходе исследований 1986—1987 гг. авторами этой главы проведено дополнительно изучение прибрежных отложений по всему периметру Ладожского озера. Результатами спорово-пыльцевого анализа подтверждена правомерность отнесения горизонта подстилающих осадков Ладожской трансгрессии торфяников к атлантическому—первой половине суббореального времени (табл. 1).

Интерес представляют результаты, полученные по двум соседним разрезам на побережье зал. Петрокреность, в долине р. Рябинки, — у деревень Нижняя Шельдиха и Горная Шельдиха. Они позволяют наиболее точно оценить время максимума ладожской трансгрессии в южном Приладжье. Террасы и береговые валы, сформированные в ходе перемещения береговой линии озера от максимального уровня Ладожской трансгрессии до современного, занимают здесь полосу побережья шириной до 3 км. Тыловой шов наиболее высокой террасы, имеющий отметку 15,5 м, совпадает здесь с подножием уступа глинта (Шеффер, 1967). Приблизительно на середине расстояния между современным берегом озера и упомянутым уступом террасовые отложения вскрыты карьером. В основании разреза обнажена кровля горизонта погребенного торфяника, сформированного в канун распространения Ладожской трансгрессии; выше залегают песчаные осадки времени самой трансгрессии; еще выше — песчаные отложения развитых здесь береговых валов. Спорово-пыльцевой спектр образца из кровли погребенного торфа сходен со спектрами других разрезов на побережье и типичен для суббореального времени. Соответствует суб-

Радиоуглеродный возраст органогенных отложений, подстилающих озерные осадки Ладужской трансгрессии

Местоположение разреза	Датируемый материал	Возраст, л.н. (лаб. № обр.)
Бассейн р. Ристийоа, пос. Аурико Горизонт торфа мощностью 42 см под песками на глубине 0.46 м	Торф (из кровли горизонта)	3350±120 (ЛУ-1940)
	Торф (из основания)	4080±100 (ЛУ-1941)
Олонка, правый берег, напротив пос. Старый Завод Горизонт гиттии и торфа мощностью 1.83 м, под песчаными осадками на глубине 1.17 м	Гиттия (из кровли)	3970±90 (ЛУ-1934)
	Торф (из основания)	6900±70 (ЛУ-1935)
Мегрега, правый берег, напротив дер. Ругойа Горизонт торфа с включениями древесины мощностью 1.3 м под песками ладужской трансгрессии на глубине 1.27 м	Древесина (из кровли)	3570±50 (ЛУ-1927)
	Древесина (из основания)	6060±90 (ЛУ-1928)
Свирь, правый берег, урочище Калач Горизонт торфа с включениями древесины мощностью 0.43 м под песками ладужской трансгрессии на глубине 2.7 м II горизонт торфа мощностью 0.45 м под песчаными отложениями анциловой трансгрессии на глубине 4.4 м	Древесина (из кровли)	4150±50 (ЛУ-1936)
	Торф (из основания)	6440±60 (ЛУ-1937)
	Торф (из кровли)	8850±70 (ЛУ-1938)
	Торф (из подошвы)	8750±100 (ЛУ-1939)
Свирь, левый берег, в 1 км выше Лодейного Поля Горизонт гиттии мощностью 1 м с включениями древесины под су- глинками на глубине 1.85 м	Кусочки древесины (из кровли)	4510±40 (ЛУ-2037)
Оять, левый берег, у пос. Ленэнерго Горизонт гиттии и торфа с включениями древесины мощностью 0.65 м под слоистыми песками на глубине 2.45 м	Древесина (из основания)	5490±40 (ЛУ-1930)
Наша, левый берег, пос. Рыбежно I горизонт торфа мощностью 0.1 м под песками на глубине 0.8 м II горизонт торфа мощностью 0.3 м, отделенный от вышележащего тонким (0.1) слоем песка	Торф	4360±50 (ЛУ-2059)
	Торф (из кровли)	4570±60 (ЛУ-2051)
Сясь, правый берег, пос. Сясьские Рядки Горизонт гиттии мощностью 0.9 м под песками на глубине 3.6 м	Торф, подстилающий гиттию	4880±80 (ЛУ-1931)
Кобона, правый берег, на окраине с. Бор Горизонт торфа мощностью 0.63 м под береговым валом на глубине 2.65 м	Торф (из кровли)	3840±30 (ЛУ-2040)
	Торф (из основания)	4250±80 (ЛУ-2039)

Таблица 1 (продолжение)

Местоположение разреза	Датируемый материал	Возраст, л. н. (лаб. № обр.)
Вьюн, правый берег, у моста дороги на Пятирежье Горизонт торфа мощностью 1.53 м под песками ладожской трансгрес- сии на глубине 2.12 м	Торф (из кровли)	3690±100 (ЛУ-2041)
	Торф (из основания)	5000±50 (ЛУ-2058)
	Гиттия (из кровли)	5260±70 (ЛУ-2061)
	Гиттия (из основания)	5900±110 (ЛУ-2042)
Рябинка, близ д. Шельдиха Горизонт торфа мощностью 0.48 м с включениями древесины под пес- ками ладожской трансгрессии на глубине 0.42 м	Торф (из кровли)	3820±40 (ЛУ-2026)
	Древесина (плохой со- хранности из основания)	4140±40 (ЛУ-2035)
В 5 км к западу от д. Шахново Горизонт торфа мощностью 0.66 м под береговым валом на глубине 0.25 м	Торф (из кровли)	2820±40 (ЛУ-2047)
	Торф (из основания)	3980±40 (ЛУ-2048)

бореальному возрасту и радиоуглеродная датировка торфа — 3820 ± 40 л. н. (ЛУ-2026).

Далее в глубь суши у подножия глинта на поверхности террасы находится обширный торфяник более позднего времени, соответствующий периоду, наступившему после регрессии вод озера. К северу от д. Горная Шельдиха мелиоративной канавой был вскрыт разрез торфяной залежи, подстилаемой песками. В спорово-пыльцевых спектрах торфа преобладает пыльца ели, содержание которой возрастает вверх по разрезу. Содержание пыльцы сосны составляет всего 10—20 % (максимальное — 40 %), березы в нижней части разреза — 80 %, а выше резко снижается до 10 %. Среднее содержание пыльцы ольхи — 40 % (максимальное — 30 %). В нижней части разреза содержание пыльцы термофильных пород (вяза и дуба) составляет около 15 %, затем резко сокращается и вновь возрастает в верхней части до 5—10 %. В общем составе спектра от 5 до 20 % приходится на долю трав, преимущественно однодольных травянистых растений, представителей растительности заболоченных участков. Таким образом, судя по составу спектра, формирование этой толщи торфа также началось в суббореальное время, а затем было прервано в связи с развитием лесной растительности. По образцу в основании торфяника получена датировка 3670 ± 60 л. н. (ЛУ-1933).

Итак, максимум Ладожской трансгрессии имел место вскоре после времени 3820 ± 40 л.н., когда еще формировались верхи толщи погребенного торфа, но до времени 3670 ± 60 л.н., когда на отложениях трансгрессии началось образование новой толщи торфа. Поэтому максимум трансгрессии должен быть отнесен ко времени 3700—3750 л.н.

Возраст аккумулятивных образований второй стадии Ладожской трансгрессии по данным спорово-пыльцевого анализа соотносится

с началом субатлантического времени, что подтверждается данными палинологического изучения осадков, участвующих в строении береговых валов. В разрезе береговых валов в долине р. Рябинки и в обнажении у пос. Ленэнерго на р. Ояти в спектрах заметно уменьшается содержание пыльцы ели (до 10—20 %), возрастает процент пыльцы сосны (до 60—80 %), сокращается содержание пыльцы березы, ольхи и широколиственных пород. В общем составе спектра увеличивается процентное содержание спор. Эти процессы хорошо выражены на спорово-пыльцевой диаграмме обнажения на р. Рябинке (рис. 7, см. вкладку). Здесь видно, что слагающие вал пески характеризуются спектром с доминантным положением пыльцы сосны, небогатым спектром трав, а в составе спор начинают преобладать сфагновые мхи.

Между отложениями максимальной и второй стадии Ладожской трансгрессии в большинстве разрезов встречается горизонт размыва, представленный грубозернистыми песками с галькой; в отдельных случаях отложения двух стадий разделяет маломощный горизонт погребенного торфа (разрезы в части побережья между городами Питкяранта и Салми, у пос. Ленэнерго на Ояти, к западу от д. Шахново). Для торфа, подстилающего отложения второй стадии трансгрессии, получены датировки 2280 ± 70 , 2240 ± 80 и 2170 ± 120 л.н. (Лийва и др., 1971), что позволяет присоединиться к мнению об относительно недавнем окончании Ладожской трансгрессии (Квасов, Краснов, 1967; Квасов, 1975). Ее вторая и последняя стадии закончились около 2 тыс. л.н. Тогда же, очевидно, образовалась и р. Нева. В начале субатлантики резкое усиление притока пресных вод в восточную часть Финского залива вызвало существенное снижение минерализации ее вод, что отразилось на составе диатомовой флоры (Джиноридзе, 1986).

Возраст береговых образований по археологическим данным

Археологические памятники, известные на берегах Ладоги (рис. 8), дают дополнительные возможности датировать послеледниковую историю озера. Первый из таких памятников обнаружил А. А. Иностранцев (1882) во время строительства Ново-Ладожского канала. К западу от устья Сяси были вскрыты залегающие на морене горизонтальные прослои и линзы тростникового торфа, содержащие разнообразный археологический материал (керамика, костяные изделия и др.), перекрытый слоистым сортированным песком серо-желтого цвета с прослоями грубозернистого песка и гравия. Изучение погребенного под озерными отложениями культурного горизонта позволило отнести его к неолитическому времени и сделать вывод об относительно низком уровне Ладоги в период существования памятника и о значительном последующем подъеме уровня озера, в результате которого археологические стоянки были затоплены.

В дальнейшем было изучено большое число неолитических памятников. Установлено, что в бассейне оз. Суходольского воды трансгрессивавшего озера затопили неолитические стоянки у Райсола (19 м)

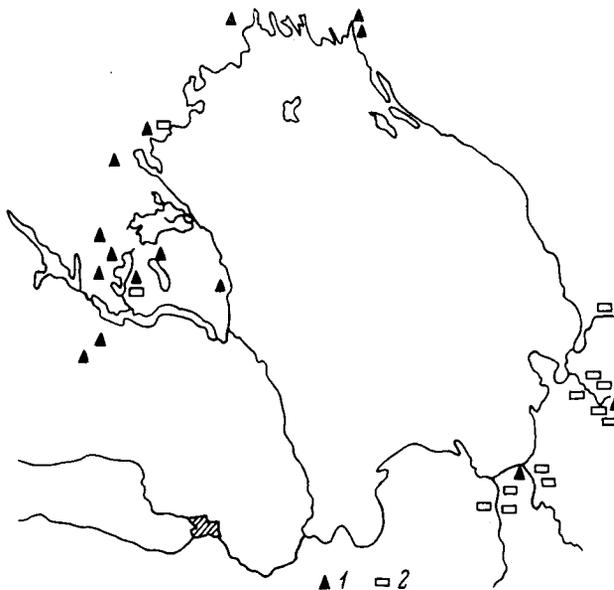


Рис. 8. Расположение археологических стоянок на побережье Ладожского озера. 1, 2 — стоянки эпох соответственно неолитической и раннего металла.

и Канниланйоки (16–17 м), достигли уровня поселений в Каукола (21,5 м) и на побережье оз. Питкяярви (21–22 м) (Saarnisto, Siiriäinen, 1970). В южном Приладожье погребенные под отложениями Ладожской трансгрессии неолитические памятники были открыты в долине Свири Б. Ф. Земляковым (1932) — Негежемская стоянка с отметками культурного слоя 19–19,5 м при высоте береговой линии трансгрессии на отметках 22–24 м. Н. Н. Гуриной (1961) была открыта и исследована наиболее богатая по находкам неолитическая стоянка Усть-Рыбежно-1 в нижнем течении р. Паши, где культурный слой перекрыт озерными осадками мощностью до 1,5 м. По углю из культурного слоя этой стоянки получена дата 6380 ± 220 л.н. (ЛЕ-405).

Неолитические стоянки находились вблизи берега Ладожского озера. Было отмечено увеличение их высот в направлении оси изостатического поднятия озерной котловины — с юго-востока на северо-запад — и определен градиент наклона «неолитической береговой линии» — 12 см/км (Saarnisto, Siiriäinen, 1970).

На побережье Ладожского озера описано также много стоянок эпохи раннего металла. Они известны в районе Райсола (к западу от оз. Суходольского), а в южном Приладожье — в приустьевых частях долин Волхова (Валгома, Юшково, Изсады-1), Паши (Усть-Рыбежно-II, под Сонкой) и др. Большой интерес представляет обнаруженная на крайнем северо-западе озера близ пос. Куркийоки А. И. Сакса и В. Я. Шумкиным стоянка с асбестовой керамикой, культурный горизонт которой на отметке 16,8 м перекрыт отложениями предположительно второй стадии Ладожской трансгрессии. С террасой высотой

около 18 м на р. Вьон связывают (Знаменская, Ананова, 1967) также стоянку, по материалу которой получена датировка 1860 ± 120 лет (ЛЕ-419). Еще более поздние памятники — сопки «ладожского тина», сопровождающие курганные погребения южного Приладожья, — встречены на поверхности всех террас, будучи сформированы, по-видимому, при положении уровня озера, близком к современному.

Положение археологических стоянок тесно связано с береговыми линиями обеих стадий Ладожской трансгрессии и в общих чертах подтверждает рассмотренные выше данные о ее возрасте. Так, неолитические памятники, обнаруженные под осадками максимальной стадии трансгрессии, указывают на развитие этой стадии позднее времени существования самих стоянок, т. е. позднее III тысячелетия до н. э. Неолитические стоянки, обнаруженные на поверхности, оказываются за границами максимальной стадии.

Памятники эпохи раннего металла, названные Ю. Айлио «поселениями на береговых валах», находятся между границами распространения максимальной стадии Ладожской трансгрессии и образованиями ее второй стадии. Большая их часть находится на береговых валах, образовавшихся на конечной стадии трансгрессии. Это свидетельствует о том, что эти валы возникли не ранее середины I тысячелетия до н. э.

Д. Д. Квасов и В. А. Назаренко (1970), используя данные о возрасте стоянок эпохи раннего металла для установления времени максимума ладожской трансгрессии, в соответствии с господствовавшими представлениями Ю. Айлио и К. К. Маркова принимали за ее границу систему береговых валов, непрерывно прослеживающуюся в южном Приладожье на отметках 13—15 м. В связи с установленным более высоким положением максимальной стадии трансгрессии их выводы об относительно молодом возрасте (не древнее 2000 л.н.) береговой линии должны быть отнесены ко второй стадии Ладожской трансгрессии.

Основные этапы развития береговой зоны

Изучение древних береговых образований в бассейне Ладожского озера позволяет наметить четыре основных этапа развития береговой зоны Ладожского озера.

В позднеледниковое время сформировались удаленные от современной береговой линии береговые образования преимущественно абразионного происхождения. Более высоко расположенные береговые линии соответствуют границам Ладожского плёса оз. Рамзая (Квасов, 1975). После снижения уровня последнего были сформированы береговые образования Балтийского Ледникового озера, занимавшего северную и центральную части ладожской котловины и соединенные с его основной акваторией проливом в северной части Карельского перешейка. Ограниченное распространение аккумулятивных террас упомянутых бассейнов и почти полное отсутствие в их отложениях палеонтологического материала при значительной про-

странственной разобщенности участков их развития на побережьях Ладоги не позволяют строго дифференцировать береговые образования каждого из упомянутых приледниковых озер.

В раннем голоцене время относительно высокого стояния уровня водоема совпадает с трансгрессией Анцилового озера (около 8500 л. н.), террасы которого особенно четко представлены в средней и северной частях западного побережья.

Среднеголоценовый этап формирования береговых образований связан с начавшейся в атлантическое время и достигшей максимума в суббореале (около 3700 л. н.) Ладожской трансгрессией. Береговые образования ее максимальной стадии представлены четко выраженными абразионно-аккумулятивными террасами, нередко завершающимися значительными по высоте абразионными уступами. Здесь частично «обновлены» береговые линии приледниковых водоемов. Береговая линия максимальной стадии трансгрессии обычно удалена от современной береговой линии Ладоги на расстояние 3—5 км, а в южном Приладожье — на 10—30 км. Вдоль крупных рек (Олонка и Мегрега, Свирь, Оять и Паша, Волхов) она обрисовывает глубоко вдававшиеся в сушу заливы.

В относительной близости от современной береговой линии располагаются береговые образования второй, более молодой (около 2000 л. н.) стадии трансгрессии. Они представлены главным образом мощными сериями береговых валов, а в приустьевых частях долин крупных рек — косами и пересыпями, развившимися при комбинированном (продольном и поперечном) перемещении материала в береговой зоне. Окончание трансгрессии было вызвано образованием р. Невы, глубинная эрозия которой послужила причиной резкого падения уровня.

Позднеголоценовый этап ознаменован тем, что после образования р. Невы уровень озера быстро снизился до значений, близких к современным; от воды освободилась обширная наклонная прибрежная равнина в пределах южного побережья озера.

Глава 5

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

История исследования донных отложений

Начало изучению стратиграфии донных отложений Ладожского озера положила Ладожская комплексная экспедиция Института озероведения в 1956 г. Исследования донных отложений возглавил Н. И. Семенович. Палинологические анализы выполнялись С. А. Абрамовой и Е. А. Анановой, диатомовые — Н. Н. Давыдовой. Итогом этих исследований явилась монография Н. И. Семеновича (1966), где по данным 618 станций им составлены схемы распределения различных типов донных отложений, пелитовой фракции, меданного состава осадков, карбонатов, серы, аутигенного кремния, железа, марганца, фосфора. С такой полнотой в то время не были изучены современные отложения ни одного из крупных озер.

Колонки донных отложений длиной до 80 см, взятые в глубоководных районах озера, содержали осадки голоцена, сформировавшиеся за последние 10 тыс. лет, и верхи позднеледниковых микрослоистых ленточных глин. Их диатомовый анализ показал, что голоценовые отложения содержат богатую по составу пресноводную диатомовую флору, а обнаруженные единичные морские диатомеи переотложены из мгинских отложений, широко распространенных в водосборном бассейне озера. Факт экологической несовместимости морских диатомей с богатейшими комплексами пресноводных, содержащихся в осадках озера, послужил основанием для утверждения, что морские воды литоринового моря в Ладожскую котловину не проникали, как не проникали в нее и воды Йольдиевого моря в пребореальную эпоху. На протяжении всего позднего и послеледникового времени в Ладожской котловине непрерывно существовал глубоководный пресный бассейн (Абрамова и др., 1967а, б).

В 1978 г. работы по изучению донных отложений Ладоги были продолжены А. А. Курочкиной и Н. Н. Давыдовой в рамках актуальной проблемы выявления антропогенного воздействия на озеро. В зонах высоких скоростей илонакопления (в прибрежной — у г. Сортавала в глубоко врезанном в сушу заливе; в глубоководной — вблизи о-ва Валаам с максимальной глубиной 228 м) с помощью трубок длиной 1 и 1,5 м был произведен тонкий послойный отбор образцов из верхнего слоя отложений. Колонки были комплексно обработаны: выполнены послойные гранулометрические и химические анализы, впервые для Ладоги И. С. Трифоновой получены данные по содержанию в колонках хлорофилла «а». Н. Н. Давыдовой на основе диатомового анализа определена скорость и направленность изменений, происходивших в экосистеме озера под влиянием усиливающегося антропогенного воздействия (Давыдова, Трифонов, 1982).

Начиная с 1980 г. работы по изучению донных отложений проводятся Институтом озероведения АН СССР в содружестве со ВСЕГЕИ с использованием ударных трубок, дающих возможность получить колонки до 4—5 м длины; выполнены гранулометрический, химический, рентгенографический, спектральный, минералогический, диатомовый анализы (Давыдова и др., 1986).

Общая характеристика донных отложений

Донные отложения Ладожского озера изучаются начиная с 1980 г. с помощью тяжелых гравитационных прямоточных трубок длиной до 5 м, а с 1984 г. — с привлечением высокочастотного геолокационного профилирования (Субетто, 1986; Давыдова и др., 1986). Проведенное впервые в 1987 г. непрерывное сейсмоакустическое профилирование позволило оценить полную мощность четвертичного покрова, выявить основные закономерности распространения донных осадков, установить характер их взаимоотношения с подстилающими породами. К настоящему времени изучено свыше 100 разрезов донных отложений мощностью от 1 до 4 м (рис. 9); составлена схема распространения современных отложений (рис. 10).

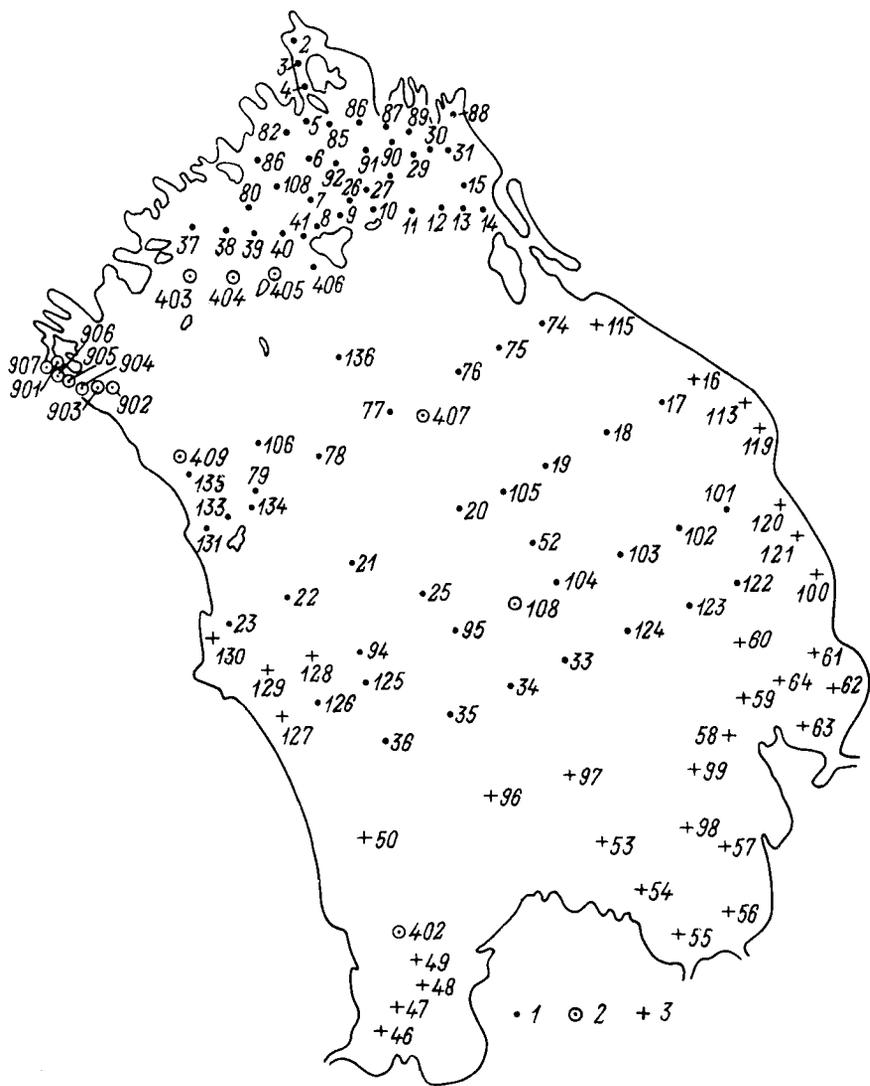


Рис. 9. Расположение станций отбора донных отложений.

Средства отбора: 1 - трубка ГОИН-1.5; 2 - 4-метровая трубка; 3 - дночерпатель. Цифры - номера проб.

В основании разреза, непосредственно на морене, а местами на породах довендского фундамента, залегает толща озерно-ледниковых отложений (рис. 11), представленных тонкими горизонтально-слоистыми (ленточными) глинами серого, буровато-серого или голубовато-серого цвета. Слоистость, четкая, двучленная, близкая к ритмичной, обусловлена чередованием слоев более грубого и тонкого гранулометрического состава, иногда отмечаются признаки градационной слоистости. Часто на тонкую гранулометрическую слоистость на-

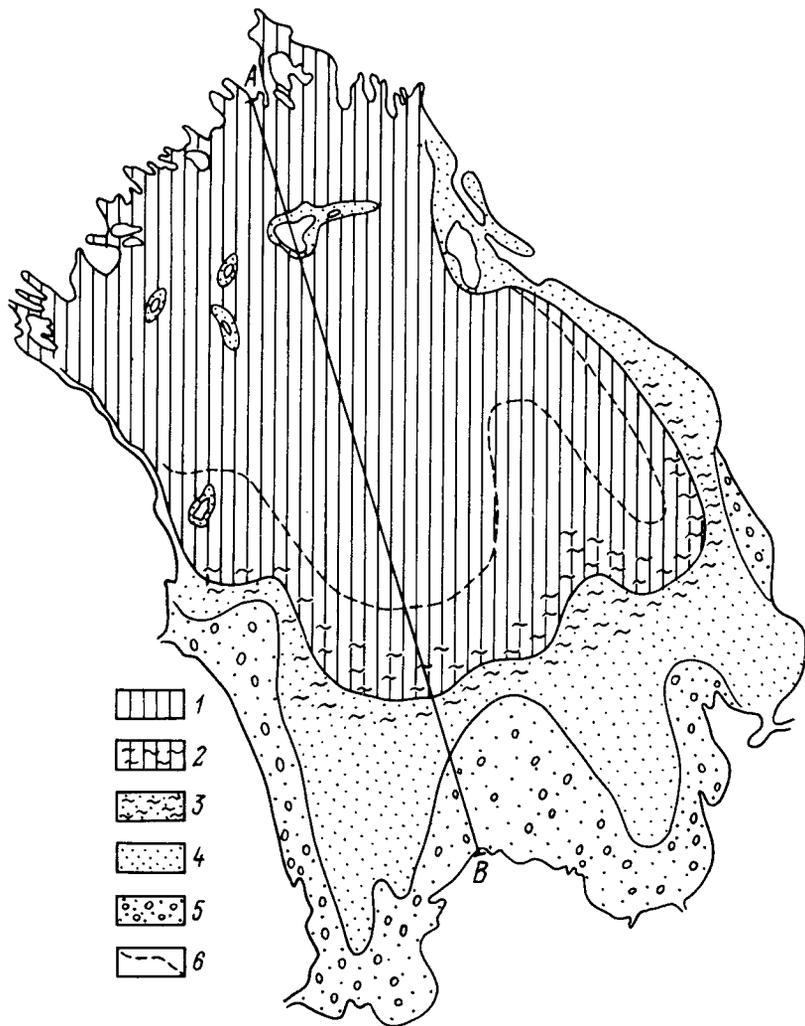


Рис. 10. Схема распространения современных донных отложений.

1 — алеврит-пелитовые илы; 2 — пелит-алеvритовые илы; 3 — алевритовые пески; 4 — пески разной крупности; 5 — гравийно-галечные отложения, содержащие валуны; 6 — граница, к югу от которой на контакте глины — илы имеется алеврит-песчаная или песчаная прослойка.

кладывается более крупная цветная полосчатость, охватывающая 3—10 ритмов. Слоистость подчеркивается отдельными тонкими слоями песчано-алеvритового состава, иногда отмечаются прослойки монотонных слегка песчаных глин. По гранулометрическому составу преобладают алеврит-пелитовые разности, но встречаются и более тонкие — пелитовые. Минеральный состав глин гидрослюдистый, с примесью каолинита и хлорита. Из обломочных минералов постоянно присутствуют кварц, полевой шпат и слюда. Химические особенности ледниково-озерных осадков связаны прежде всего с низким

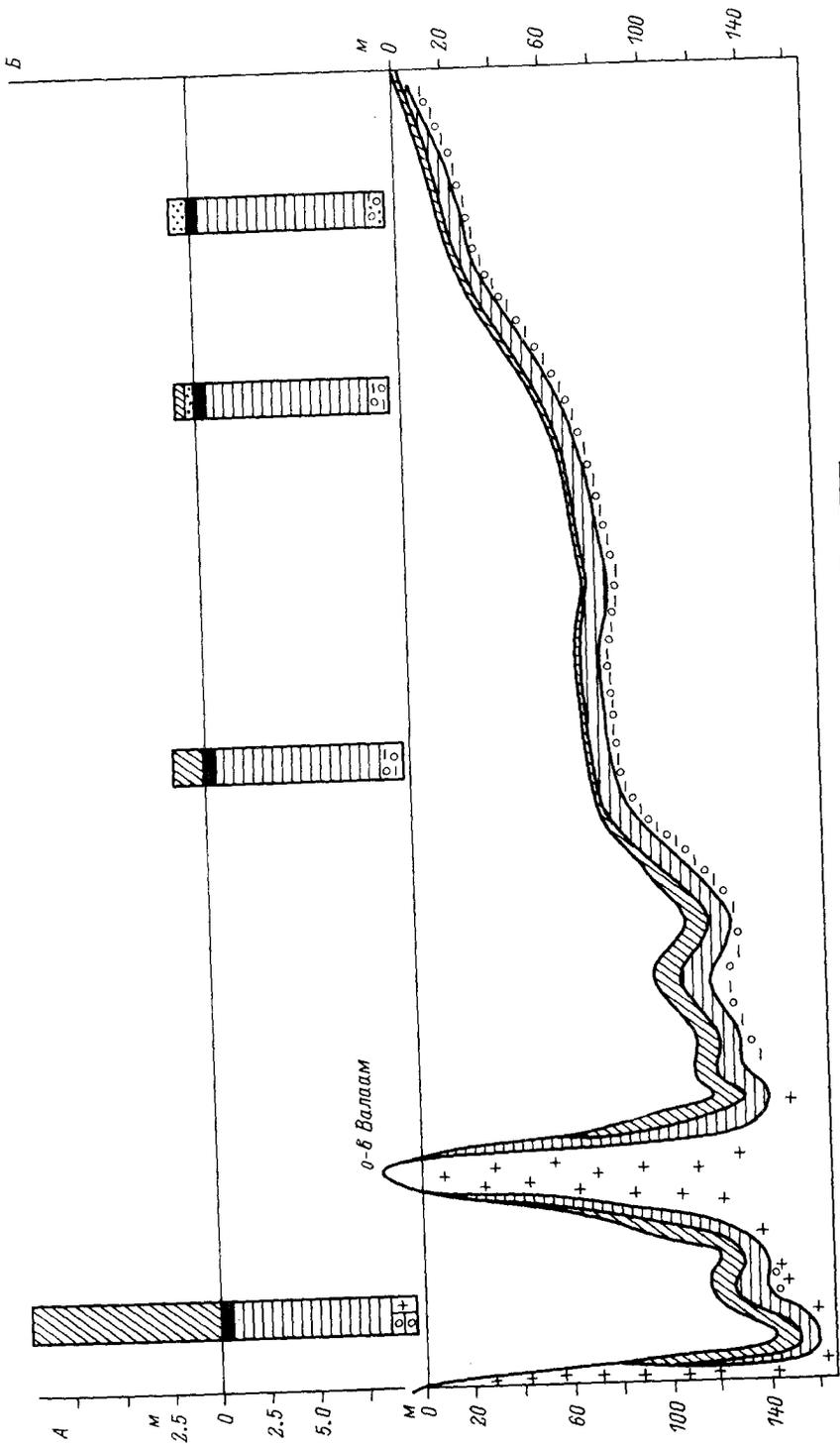


Рис. 11. Разрез донных отложений Ладожского озера по линии АВ (см. рис. 10).
 1 — глина; 2 — гомогенная глина; 3 — догтерная глина; 4 — песок; 5 — морена; 6 — кристаллические породы.

Содержание биогенных элементов в донных отложениях (числитель — пределы, знаменатель — средние значения, %)

Тип отложений	Ншп	С	Х	P ₂ O ₅	SiO ₂ аут.
Илы	$\frac{2.2 \quad 12.0}{5.2}$	$\frac{0.8-4.5}{2.3}$	$\frac{0.10 \quad 0.42}{0.17}$	$\frac{0.16 \quad 0.94}{0.32}$	$\frac{3.5-17.1}{9.7}$
	$\frac{1.9-2.5}{2.1}$	$\frac{0.37 \quad 0.78}{0.45}$	$\frac{0.04-0.07}{0.05}$	$\frac{0.13-0.18}{0.16}$	$\frac{2.8 \quad 4.6}{3.5}$
Гомогенные глины	$\frac{1.8-3.0}{2.2}$	$\frac{0.35-0.61}{0.43}$	$\frac{0.01 \quad 0.09}{0.03}$	$\frac{0.11-0.19}{0.16}$	$\frac{2.5-6.2}{3.4}$

содержанием $C_{орг}$ и других биогенных компонентов (табл. 2). Ледниково-озерные глины имеют мощность в целом по озеру 10—20 м, хотя и встречаются участки дна (особенно в северной глубоководной части Ладожского озера с расчлененным, грядовым рельефом дна), где отсутствуют ленточные глины и обнажаются кристаллические породы или моренные отложения.

Выше ледниково-озерных отложений располагается пачка неслоистых, или гомогенных, глин серого или темно-серого цвета, отлагавшихся в переходных условиях осадконакопления — от ледниково-озерной к озерной обстановке. В них появляются четкие стяжения органического вещества. Осадки первично были водонасыщенными, о чем свидетельствует часто наблюдаемая сетчатая текстура. По своим литологическим характеристикам (гранулометрическому, минералогическому и химическому составу) гомогенные глины близки к ленточным (табл. 2). Переход между двумя этими пачками постепенный. Мощность неслоистых глин, распространенных на большей части котловины озера, невелика (0.3—0.6 м) и изменяется в узких пределах.

Верхняя пачка озерных осадков, формирование которых происходило в среднем и позднем голоцене, представлена несколькими фациями. В северной, глубоководной, и центральной частях озера распространены илы, в южной, а также в прибрежной зоне и на мелководьях они фациально замещаются алевритонесчаными и песчаными отложениями.

Голоценовые озерные отложения кроме региональных отличий характеризуются наибольшей пестротой по окраске, структурным особенностям, гранулометрическому, минеральному и химическому составам. По своей окраске иловая толща делится на нижнюю часть, окрашенную в бурый или буровато-серый цвет, и верхнюю — в зеленовато-бурый или зеленовато-серый. Часто, особенно в верхних горизонтах, илы из-за большого количества включений гидротроилита приобретают темно-серый цвет. По своей консистенции илы большей частью мягкие, полужидкие, вязкие и обладают «творожистой», рыхлой структурой. По гранулометрическому составу илы в основном алеврит-пелитовые и пелит-алевритовые, а ближе к мелководью — алевритовые с примесью песка.

Глинистые и обломочные минералы в илах в целом те же, что и в глинах: среди аутигенных минералов — сульфид железа (гидротроилит) и фосфат железа (вивианит). Последний встречается в виде отдельно разбросанных в толще осадка мелких белых включений размером до 1 мм, синеющих на воздухе. На поверхности осадка на контакте вода—дно в окислительных условиях образуются железомарганцевые корки, прослой, стяжения. Мощность такой окисленной зоны может достигать 5—10 см, а рудных корок — до 1.5—2 см. Цвет корок бурый, охристо-бурый, коричневый, снизу иногда черный, резко отличающийся от цвета подстилающих илов.

В илах отмечено гораздо более высокое содержание органического вещества, чем в глинах. По направлению к поверхности увеличиваются концентрация органического углерода и других биогенных элементов, а также аутигенного кремнезема — показателя развития диатомовых водорослей, что связано с изменениями климатических условий и характера озерного осадконакопления.

Мощность илов сильно варьирует. В северной, глубоководной зоне Ладожского озера в депрессиях (аккумулятивных ловушках) она достигает 10 м, окаймляясь изобатами 80—90 м. В центральном районе озера, где глубины составляют около 50—70 м, она не превышает 1—2 м. В южной, мелководной зоне (на глубинах менее 30—40 м) илы сменяются алевритовыми песками и песками разной крупности, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до метра.

Контакт между илами и нижележащими гомогенными глинами в глубоководной зоне Ладожского озера (глубины более 80—90 м) носит неотчетливый характер. В центральной же части озера (глубины от 40 до 80 м) на контакте встречается прослой алеврита или песка мощностью до 2—3 см, который в южном направлении переходит в пачку алевритонесков мощностью до 50—60 см. Это связано с понижением уровня водоема примерно на границе бореального и атлантического времени до современных изобат 30—40 м (рис. 11).

Датирование донных отложений с помощью палеомагнитного метода

Среди многочисленных колонок донных отложений две были изучены палеомагнитными методами. Отбор образцов проводился на борту судна сразу же по извлечении колонки керна из проботборника, при этом вдоль нее наносилась линия, по которой сегменты (длиной от 0.7 до 1.0 м) разрезались на две равные половины. Образцы отбирались пластиковыми контейнерами размером 24×24×24 мм путем вдавливания последних в осадок. При этом контейнеры предварительно ориентировались относительно горизонтальной и вертикальной плоскостей. Из каждого 2.5-сантиметрового уровня отбиралось по 2—3 образца (диаметр керна около 120 мм, что позволяет из каждой половины сегмента отбирать несколько образцов из одного уровня). Из верхней части, где осадок насыщен водой, образцы для палеомагнитного анализа не отбирались. Каждый пластиковый контейнер герметизировался, наносилась маркировка и образцы повторно герметизировались в полиэтиленовые пакеты. Измерения магнитных

характеристик коллекции проводились в лабораторных условиях на аstaticком магнитометре МА-21 и каша-метре. Магнитометрические данные анализировались вкупе с данными по гранулометрии, естественной влажности и содержанию органики в осадках с учетом материалов спорово-пыльцевого и диатомового анализов.

Как было установлено, колонки 901 и 905 охватывают временной интервал от позднего дриаса до субатлантики (рис. 12). В первой в интервале 3.40—2.85 м намагниченность J_n возрастает (снизу вверх) в 2—2.5 раза, а магнитная восприимчивость χ — в 1.5 раза, что связано с уменьшением естественной влажности до 35 %. Выше по разрезу (2.24—2.10 м) в микрослоистых глинах J_n резко возрастает в 5—7 раз, а χ — в 2 раза, что также соответствует наименьшей естественной влажности (до 25 %); здесь же отмечается и наиболее низкое содержание $N_{\text{орг}}$. В колонке 905 этот же горизонт четко выделяется по скалярным магнитным параметрам (J_n , χ , Q) в интервале 3.10—2.87 м. Верхняя часть интервала микрослоистых серых глин, по данным спорово-пыльцевого анализа, формировалась на границе позднего дриаса и пребореала. Ранее А. С. Нисаревский (1986) указывал на увеличение остаточной намагниченности вблизи границы позднеледниковых ленточных глин и голоценовых илов в донных осадках Ладоги, т. е. в этом же временном интервале. Таким образом, этот горизонт характеризуется аномально высокой (в 5—7 раз превышающей средние значения) остаточной намагниченностью и повышенной (в среднем в 1.5—2 раза) магнитной восприимчивостью, имеет надежную стратиграфическую привязку и является репером для выделения границы плейстоцена и голоцена в донных осадках Ладоги. Следует отметить, что измерение величин скалярных магнитных параметров может проводиться непосредственно на борту судна.

В верхней части колонки 905 увеличение содержания $N_{\text{орг}}$, потеря при прокаливании (ППК) и естественной влажности с максимумом на уровне 80—55 см и последующим резким уменьшением сопоставимы с резким, но не очень значительным по величине скачком параметров χ и соответственно Q .

Анализ изменения по длине колонки фактора Q (отношение естественной остаточной намагниченности J_n образца к его индуктивной намагниченности I_n , созданной в современном геомагнитном поле) показал, что вблизи подошвы пребореала (на «реперном горизонте») его значения увеличиваются с 2 до 16 с последующим уменьшением до 4—2 единиц в осадках бореала; выше по разрезу они возрастают, достигая в атлантике 3—4 единиц, а еще выше — 5—6 единиц с характерным скачком вблизи подошвы субатлантики.

По-видимому, вариации величин скалярных параметров J_n и χ , тем более их резкие изменения, связаны с изменением физико-географических условий формирования осадков Ладожского озера, в то время как вариации параметра Q могут быть также связаны с изменением напряженности древнего геомагнитного поля во времени.

Анализ поведения угловых компонент вектора остаточной намагниченности — склонения D° и наклонения I° — проводился после предварительной магнитной чистки коллекции образцов переменных

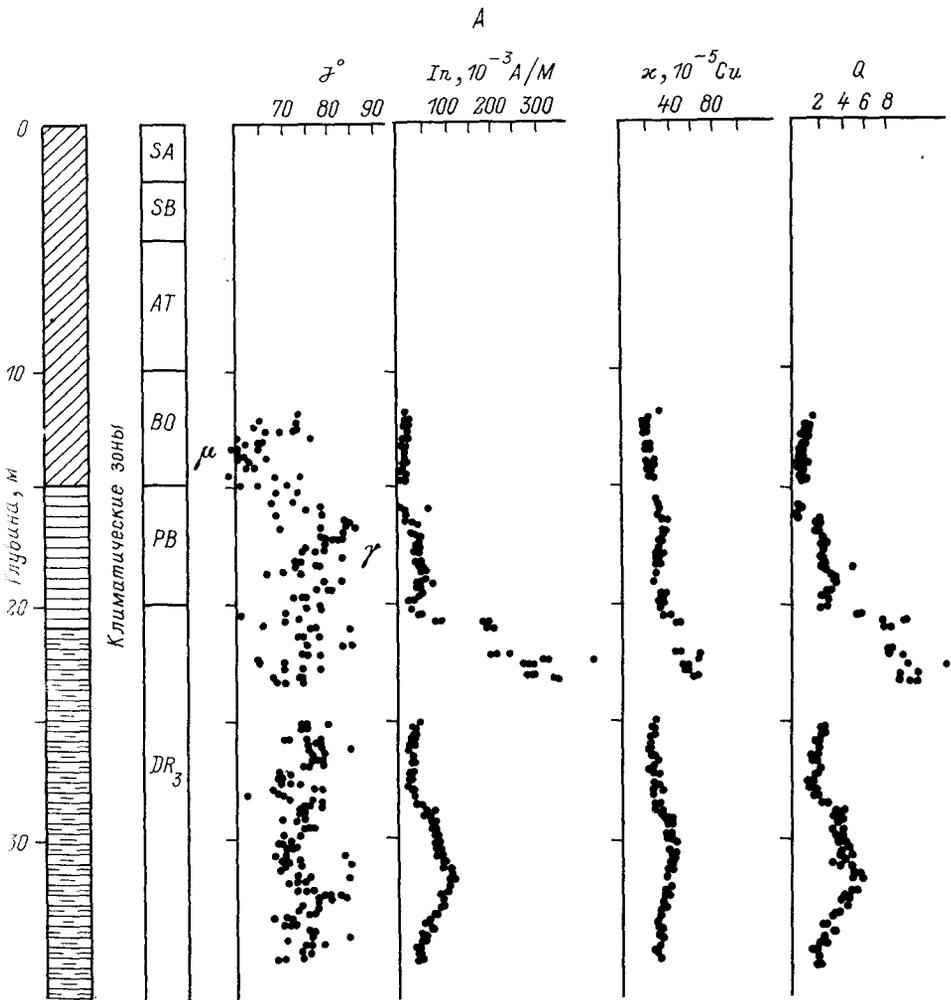


Рис. 12. Магнитные характеристики донных отложений Ладожского озера по данным колонок 901 (А) и 905 (Б).

1 - илы; 2 - однородные глины; 3 - ленточные глины. Стратиграфия - по данным спорово-пыльцевого анализа. D^0 - склонение (относительно условного нуля), J^0 - наклонение; I_n - намагниченность; χ - магнитная восприимчивость; Q - фактор.

подем 200 Э. Величины наклонения по длине колонки изменяются закономерно, тогда как в изменениях склонения подобного выявить не удалось. В пребореале и бореале вариации величин наклонения колонок 901 и 905 весьма сходны, а резкое уменьшение наклонения ниже 3 м в колонке 905, вероятно, связано с нарушением осадка в процессе отбора керна. В колонке 901 на этом же временном интервале резких изменений наклонения не отмечается.

Вариации J^0 не коррелируют с гранулометрией и содержанием органики и, по нашим данным, связаны с изменением древнего геомаг-

Б

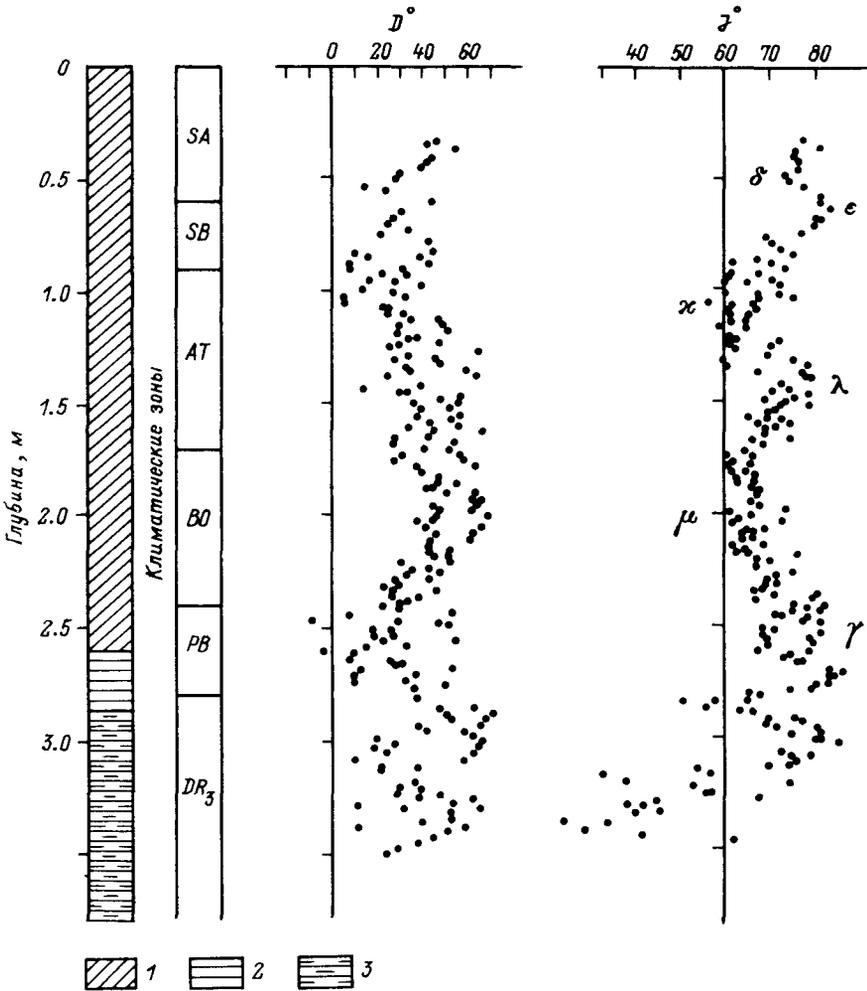


Рис. 12 (продолжение).

нитного поля во времени. Сопоставление вариаций наклонения (с учетом результатов спорово-пыльцевого анализа) с западноевропейскими данными (материал по оз. Уиндермир, Англия — Creer, 1981), позволяет принять вариант интерпретации наших данных, согласно буквенным обозначениям минимумов и максимумов периодов (рис. 12), по аналогии с выделенными периодами на западноевропейской шкале (Creer, Tusholka, 1982). Абсолютный возраст последних, по данным радиоуглеродного датирования, — соответственно ν — 10100, μ — 8400, λ — 7300, κ — 6100, ϵ — 3000, δ — 1650 л. п. При такой интерпретации сходимость наших данных с результатами спорово-пыльцевого анализа (с учетом абсолютного возраста границ палинологических зон) хорошая.

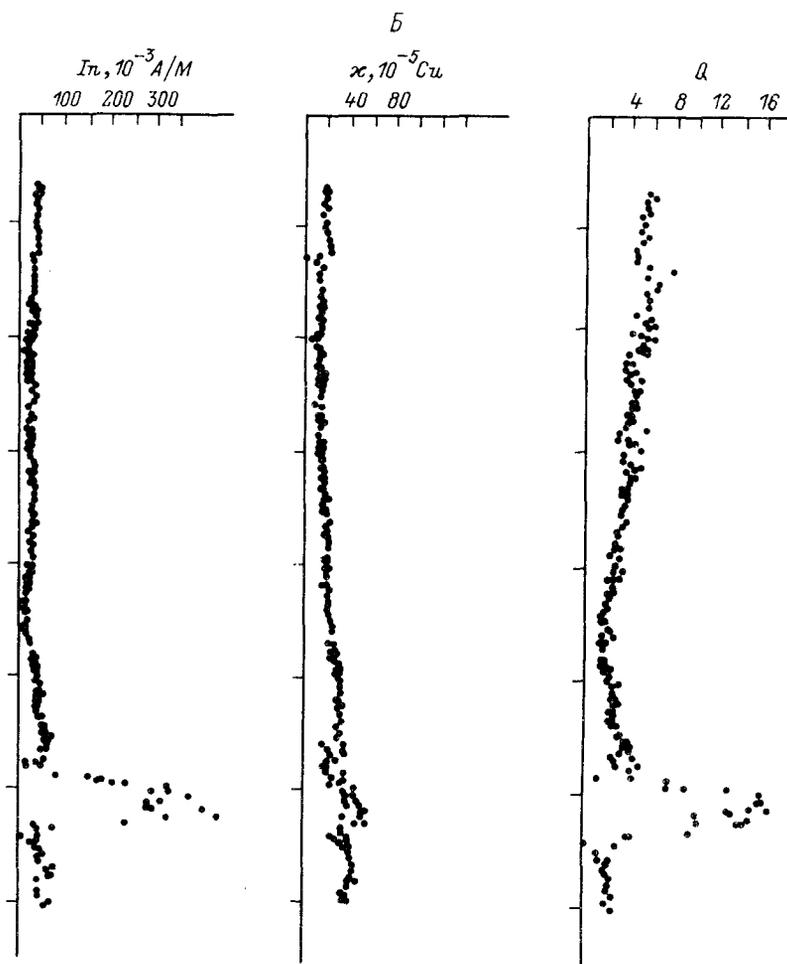


Рис. 12 (продолжение).

Стратиграфия донных отложений озера и палеоклиматология Приладожья по палинологическим данным

Впервые стратиграфия отложений Ладоги палинологическим методом была установлена по 24 коротким (до 4,5 м) колонкам (Абрамова и др., 1967а, 1967б). В настоящее время изучены новые — длинные (до 4,5 м) колонки донных отложений (Давыдова и др., 1986). Палинологические исследования 10 из них позволили детализировать стратиграфию донных отложений и уточнить представления о палеоклиматологии Приладожья. Обработка образцов для спорово-пыльцевого анализа производилась по методу В. П. Гричука. Подсчет пыльцы и спор сделан по группам. Кустарники — *Corylus*,

Salix, *Alnaster* — подсчитывались в группе древесных, кустарнички — *Ericales*, *Ephedra* — в группе трав.

Отложения позднеледникового времени (поздний дриас) изучены на примере образцов из северо-западной (зал. Лехмалахти: колонки 901, 903, 905), северо-восточной и центральной (станции 15/81, 29/81, 20/81) частей. Представленные ленточными глинами (колонка 903 — интервал 330—140 см, 901 — 340—215 см, 905 — 365—290 см; станции 15/81, 29/81 и 20/81 — соответственно 115—13, 85—23, 124—115 см), отложения этого времени имеют наибольшую мощность в северо-западной части котловины. Спорово-пыльцевой их комплексе характеризуется очень высоким процентом трав в общем составе спектра (в колонке 901 травы, составляя 45—70 %, доминируют в течение всего периода; в наиболее полном разрезе, представленном колонкой 903, иногда преобладает пыльца древесных, а содержание трав опускается до 20 %). В спектрах трав господствуют полыни (до 80 %) и маревые (15—35 %). Почти постоянно присутствует пыльца *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Ericales* и *Ephedra* sp.; встречаются пыльца трав, произрастающих лишь в условиях сухого холодного климата, чаще всего близ ледников (cf. *Pachyloma arvensis*, *Armeria* cf. *arctica*, *Talictum* cf. *alpina*), а также отдельные зерна водных и прибрежно-водных растений (*Potamogeton* sp., *Nymphaeaceae*, *Alisma* sp., *Sagittaria* cf. *nalans*, *Lilorella* cf. *uniflora*), в верхней части дриасовых отложений не обнаруженные.

В спектре древесных господствует пыльца березы, в основном ее кустарниковые формы — *Betula nana*. Среди зерен присутствуют формы плохой сохранности и сильно минерализованные. Зерна пыльцы сосны, составляющие 15—35 %, чаще всего мелкие, уплощенные, минерализованные. Пыльца ели, на долю которой приходится 2—5 %, в отличие от пыльцы сосны имеет хорошую сохранность. Много пыльцы ольхи (15—35 %) с преобладающей формой *Alnaster*. Иногда встречаются пыльцевые зерна широколиственных (максимально 2 %), но практически все они несут на себе следы механического повреждения, бывают уплощены, имеют бледную окраску, что позволяет считать их переотложенными. В составе спор в начальный период позднеледниковья доминируют зеленые мхи, а в конце — сфагновые. В общем составе спектра споры составляют 2—10 %.

Отложения пребореального времени ранее были встречены в центральной и южной частях котловины (Абрамова и др., 1967а). Мощность их составляет не более 40—50 см (в колонке 20/81 — всего 25 см), а подошва совпадает с границей ленточных и однородных глин. Палинологический комплекс пребореальных отложений, целиком приуроченный к слою однородных глин, выделяется резким сокращением пыльцы трав, увеличением количества спор, ростом кривой сосны, сокращением процента пыльцы ольхи. В спектрах начинает доминировать пыльца деревьев (до 60—75 %). Количество спор постепенно увеличивается и к концу пребореала достигает 30—40 % (колонка 901). Достигает максимума кривая пыльцы березы (65—74 %), все еще доминируют ее кустарниковые формы

(45—50 %). Увеличивается количество пыльцы сосны. Встречаются зерна широколиственных (1—2 %, а в колонке 901—8 %). Так как они по-прежнему несут следы переотложения, комплексе вряд ли можно считать синхронным осадку. Количество пыльцы ольхи к концу пребореала сокращается до 5 % при максимальном значении 35 % в начале периода. Спорадически встречаются зерна *Corylus* и *Salix*. В спектре трав продолжают доминировать *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, но состав разнотравья заметно обогащается. Отмечаются пыльцевые зерна водных и прибрежно-водных растений. Кратковременную вспышку дает пыльца *Ericales* (до 10 %) и *Ephedra* (до 5 %). В составе спор количество сфагновых и зеленых мхов уменьшается, а *Polypodiaceae* и *Lycopodiaceae* (преимущественно холодолюбивых *Lycopodium pungens*) растет.

Отложения бореального возраста, выделенные в 3 колонках, подошвой располагаются вблизи границы гомогенных глин и илов. Палинологический их комплекс характеризуется абсолютным господством пыльцы древесных пород (80—95 %), в составе которых доминирует пыльца сосны. В начале периода количество пыльцы *Betula* еще достигает 20—30 %, а к концу падает до 5—8 %. Пыльца древесных форм березы преобладает над кустарниковыми. Пыльцы ели очень мало (2—3 %), но теперь она встречается постоянно. Характерной особенностью бореальных отложений является очень малое содержание пыльцы ольхи, наибольшее в начале (5 %) и конце (10—20 %) периода, а в середине составляющее от долей процента до полного исчезновения (колонка 905 — рис. 13, см. вкладку). Пыльцы термофильных широколиственных пород по-прежнему очень мало, однако найденные зерна уже лишены следов переотложения. Чаще всего встречаются зерна *Ulmus*, реже — *Quercus*, совсем редко — *Tilia*. Пыльца *Corylus* и *Salix* встречается постоянно, но единично. В составе спектра трав резко уменьшается количество пыльцы ксерофитов. Значительное становится процент *Cyperaceae* и *Poaceae*, богаче список разнотравья. Иногда отмечается пыльца водной растительности (*Myriophyllum* sp., *Nymphaeaceae*). В спектре спор преобладают *Polypodiaceae*, лесные виды плаунов, *Bryales* и *Sphagnum* встречаются приблизительно в равных количествах.

В отложениях атлантического времени, изученного в 3 колонках, спорово-пыльцевой комплекс отличается наибольшим богатством и по количеству, и по составу. Продолжает господствовать пыльца сосны (55—95 %); вновь приобретает существенное значение пыльца ольхи (до 25 %); на диаграммах растет кривая ели (до 10—12 %); пыльца березы не превышает 10 %. К атлантическому периоду относится максимум широколиственных пород, который в отложениях Ладожского озера составляет всего 5 %. Преимущественно это пыльца вяза, часто встречается пыльца липы, реже — дуба. Максимально расширяется список разнотравья. В составе спор по сравнению с бореалом несколько увеличивается количество *Sphagnum* и *Bryales*. Среди плаунов по-прежнему преобладают лесные виды.

Отложения суббореального времени, выделенные в 3 колонках, характеризуются прежде всего пиком ели (45 % —

в колонке 904, 38 % — в колонке 905, 30 % — в колонке 20/81); количество пыльцы *Pinus* сокращается до 42—45 % на фоне постоянного присутствия *Betula* и *Alnus* в объеме соответственно не более 5 и 10 %; постоянен и процент широколиственных (2—3 %), среди которых по-прежнему господствует *Ulmus*. По сравнению с атлантическим периодом состав разнотравья почти не меняется. В группе спор — папоротники, сфагновые и зеленые мхи, присутствующие приблизительно в равных количествах.

Отложения субатлантического времени, изученные в 6 колонках, отличаются от отложений суббореала прежде всего резким сокращением пыльцы ели при возрастании процентного содержания сосны (спова более чем до 90 %) и уменьшении, а затем новом увеличении процента ольхи. В первой половине периода доля пыльцы ели вновь возрастает до 20—25 % (рис. 14). В составе пыльцы трав доминирует пыльца злаков (50—60 %), значительно количество пыльцы ксерофитов (*Artemisia* — до 35—40 %, *Chenopodiaceae* — 10—12 %). В верхней половине субатлантических отложений постоянно встречается пыльца *Nymphaeaceae* и других водных и прибрежно-водных растений. Среди спор преобладают *Polypodiaceae* и *Sphagnum*.

Таким образом, палинологическое изучение колонок донных отложений Ладожского озера позволяет проследить развитие и смену растительных формаций, а также палеоклиматологию Приладожья на протяжении последних 11 тыс. лет.

В позднеледниковое время (поздний дриас) в котловине Ладожского озера существовал приледниковый водоем, в котором откладывались ленточные глины. На суровый климат этого периода указывает господство в растительности ксерофитных группировок. Состав травяного покрова довольно однообразен — преобладают *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, произрастают также холодолюбивые мхи и лишайники. Во влажных понижениях начинают развиваться березняки, состоящие преимущественно из кустарниковых форм. Явная недоразвитость пыльцы *Pinus* косвенно свидетельствует о неблагоприятных климатических условиях для произрастания сосны. Очевидно, на территории Приладожья сосняки только начинали формироваться. В благоприятных условиях, вероятно, могла произрастать ель.

Колебания содержания пыльцы ксерофитных элементов спектра и изменения содержания пыльцы ели, сосны и березы свидетельствуют о том, что температура и атмосферные осадки на протяжении позднего дриаса могли изменяться. В целом на протяжении всего позднеледникового времени здесь господствовал холодный сухой климат. Наиболее распространенные ландшафты этого времени на территории Приладожья — тундростепи, для которых характерны средние температуры ниже современных на 10—14 °С при очень незначительном количестве осадков. К концу позднеледникового времени средние температуры года повышаются, несколько увеличивается и количество выпадаемых осадков. Эти изменения отчетливо выявляются в спорово-пыльцевых спектрах на границе позднего дри-

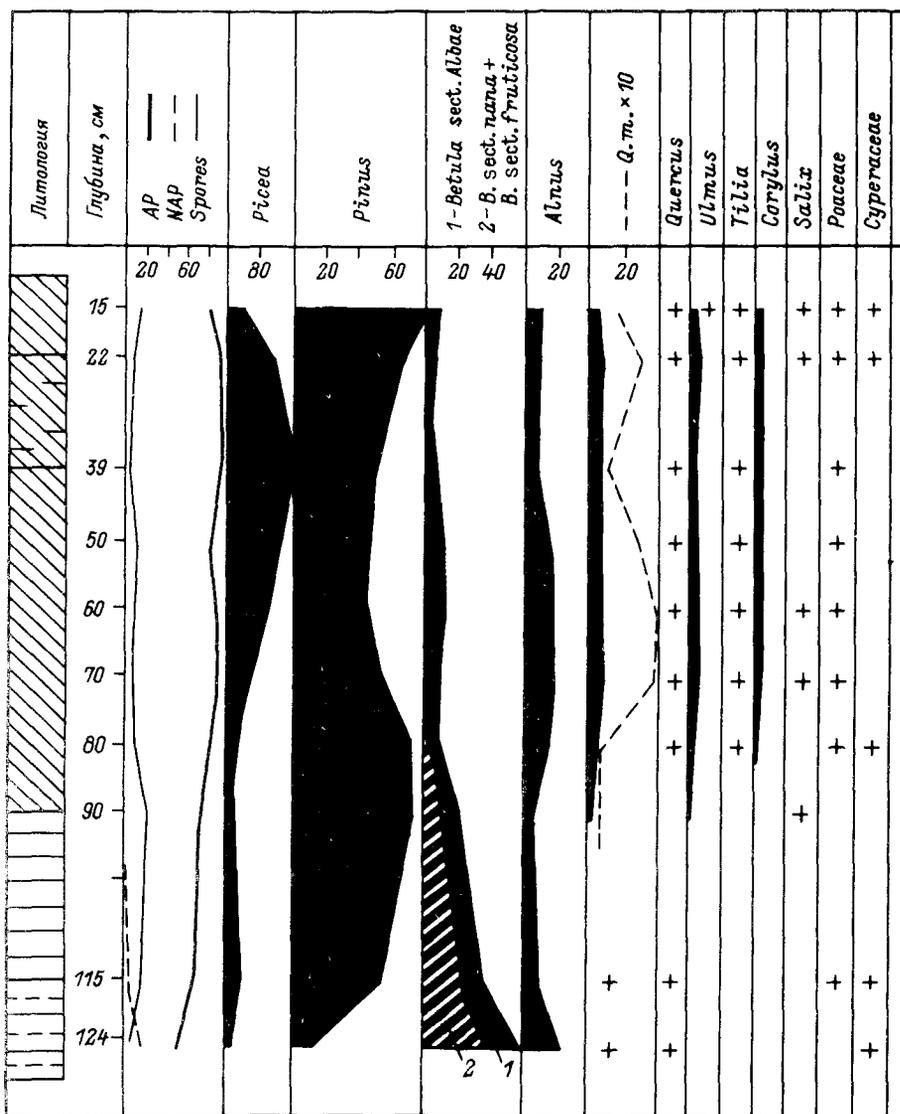


Рис. 14. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки 20/81.

аса и пребореала по резкому увеличению количества пыльцы древесных пород (главным образом березы) и сокращению количества пыльцы трав (главным образом за счет ксерофитов).

В пребореальное время на месте тундростеней появляются березовые леса при широком распространении также кустарниковых форм березы. Среди трав продолжают преобладать ксерофиты, но увеличивается роль лугового разнотравья. Большого разнообразия

Б о р е а л ь н о е в р е м я характеризуется господством сосновых лесов с незначительной примесью ели и березы. В начале периода березняки заимают еще обширные территории, но в дальнейшем сокращаются. На территорию Приладожья начинают проникать широколиственные породы, среди которых чаще встречается вяз. В травяном ярусе господствуют злаковые и осоковые, широко развиваются папоротники и лесные плауны. Разнообразнее становится состав разнотравья. К концу бореального времени почти полностью исчезают ксерофитные элементы. Климат этого времени немного холоднее современного, но более сухой, и хотя ближе к завершению становится заметно теплее, сухим продолжает оставаться.

В а т л а н т и ч е с к о е в р е м я господство переходит к смешанным лесам с примесью широколиственных пород, среди которых преобладают вяз и липа. Вновь широкое распространение получает ольха. Богат кустарниковый ярус, где господствуют лещина и ива. Травяной покров чрезвычайно разнообразен. В лесах развит моховый ярус, который дифференцируется в зависимости от местных условий. Очень широко представлены папоротникообразные и лесные мхи. Это время наиболее теплого климата: средние температуры выше современных на 2—3 °С, влажность чуть меньше, чем теперь. К концу интервала становится прохладнее, влажность увеличивается.

В с у б б о р е а л ь н о е в р е м я широко распространяются еловые леса. Среди споровых растений трудно выделить доминирующий вид. В составе травяного яруса — злаки, осоковые и разнотравье примерно в равных пропорциях. Вновь несколько увеличивается роль ксерофитов. К концу периода еловые леса сокращаются, уступая место соснякам и смешанным лесам. Климат влажнеет, продолжая оставаться теплым.

В с у б а т л а н т и ч е с к о е в р е м я в составе лесных фитоценозов уменьшается доля теплолюбивых широколиственных пород, среди которых преобладают дуб и липа. Соотношение древесных пород заметно меняется на протяжении субатлантического времени. Вероятно, эти изменения уже можно связать и с деятельностью человека. В целом климат субатлантического времени более прохладный по сравнению с предыдущим периодом. Вероятнее всего, что в середине субатлантического времени климат был близок к суббореальному; позже он становится более прохладным и влажным (даже по сравнению с современным).

Анализ непрерывных колонок позволил судить о смене растительных формаций на протяжении конца позднеледникового и всего голоценового времени. Однако нам удалось выделить только крупные этапы развития растительности, что связано со спецификой формирования спорово-пыльцевых спектров в обширных водоемах — очень велико их осреднение. Происходит это благодаря перенасыщению донных отложений пылью хвойных пород, главным образом сосны. Это обстоятельство отмечается в работах многих исследователей (Малысова, Спиридонова, 1983; Савукинен, Клейменова, 1986; Хотинский, 1977). Иными словами, палинологические спектры отложений Ладожского озера отражают растительность крупного региона в сла-

женном виде, без фиксации кратковременных климатических изменений, в отличие от береговых разрезов.

Изменение экологических условий в озере по данным диатомового анализа

Исследование диатомей в толще донных отложений озера производилось параллельно с изучением стратиграфии осадков (Семенович, 1966) и базировалось на изучении 18 колонок (длиной до 1 м), взятых из различных районов котловины Ладоги, что позволило охарактеризовать состав диатомей начиная с позднего дриаса (Давыдова, 1964, 1965, 1968). Позднее с использованием трубок ГОИН, позволяющих отбирать колонки длиной до 1.5 м, удалось выявить изменения в составе диатомовых комплексов в последние тысячелетия, когда на экосистему озера начали воздействовать антропогенные факторы (Давыдова, Трифонова, 1982). В дальнейшем были применены ударные трубки системы ВСЕГЕИ, позволяющие отбирать колонки длиной в 4 м и более, давшие более полные сведения об изменениях в диатомовых комплексах в различные эпохи поздне- и послеледниковья (Давыдова, 1985; Давыдова, Рыбалко и др., 1986). К настоящему времени состав диатомей изучен в 29 разрезах донных отложений прибрежных и глубоководных районов Ладожского озера.

Отложения эпохи позднего дриаса (рис. 15, 16) вскрыты в основании колонок из центральной, глубоководной области, где глубины превышают 50 м, районов северо-востока озера с глубинами до 30 м, юга с глубиной до 44 м и зал. Лехмалахти у западного побережья с диапазоном глубин от 13 до 70 м. Они представлены ленточными глинами с низким содержанием створок диатомей, которое в центральной области не превышает 1 тыс. в грамме воздушно-сухого осадка, на северо-востоке — до 5 тыс., в заливе — до 43 тыс. В целом позднеледниковая диатомовая флора Ладожского озера богата и разнообразна по составу: из 117 видов и разновидностей диатомей 109 олигогалобов, обитателей пресных вод, и 8 морских диатомей, эу- и мезогалобов.

В числе пресноводных диатомей отмечено 27 планктонных, 44 обитателей обрастаний и 38 донных видов и разновидностей. Основу диатомовых комплексов составляют североальпийские диатомей, характерные обитатели Балтийского ледникового озера и других приледниковых бассейнов, — *Aulacosira islandica*, *A. distans* var. *alpigena* (Grun.) Sim., *A. italica* var. *subarctica* (O. Müll.) Dav., *Paralia arenaria* (Moore) Moiss., *Cyclotella bodanica* Eulenst., *C. vorticosa* A. Berg., *Eunotia Clevei* Grun.

В диатомовых комплексах открытых районов доминантом (более 10 % створок в отложениях) является планктонная североальпийская *Aulacosira islandica* (O. Müll.) Sim., характернейшая массовая диатомея современного планктона Ладоги и других крупных олиготрофных водоемов окраины Балтийского и Канадского щитов, обитавшая в этих водоемах со времени существования в них приледниковых бассейнов. Вторая массовая диатомея — *Stephanodiscus rotula* var. *minutula* Ross

а. Sims — в глубоководной области является субдоминантом (более 5 % общего содержания створок в осадках). Бентосные диатомеи встречаются в больших количествах только в заливе Лехмалахти.

Присутствие морских диатомей в виде примеси в пресноводных диатомовых комплексах, сформировавшихся в ленточных глинах приледниковых бассейнов Северо-Запада СССР, Финляндии и Швеции, — факт широко известный (Еронен, 1983; Давыдова, 1985). В отложениях Ладоги они обычно малочисленны и представлены спорами *Thalassiosira gravida* Cl., *T. excentrica* (Ehr.) Cl., створками *Paralia sulcata* (Ehr.) Sim., сентами *Rhabdonema* и др. В образцах из северо-восточной части озера (колонки 15 и 29) примесь створок морских диатомей достигает 8 %.

Находка относительно богатой морской диатомовой флоры в ленточных глинах (Лак, 1976, 1980), вскрытых в нескольких скважинах в разрезах восточного побережья Ладоги, вызвала дискуссию о генезисе и возрасте этих отложений. Весьма вероятен вторичный характер залегания морских диатомей, переотложенных из распространенных в этом районе морских миккулинских (мгинских) осадочных толщ. Процесс размыта и переотложения морских диатомей продолжается, хотя и не столь энергично, и поныне. Редкие находки створок морских диатомей отмечены в поверхностных осадках Ладожского и Онежского озер (Давыдова, 1968, 1976), а механизм этого явления детально изучен (Айнонен, 1971). Очевидно, в северо-восточном Приладожье в позднеледниковое время происходил активный размыв миккулинской (мгинской) осадочной толщи тальми водами и материал выносился в приледниковый бассейн, частью которого была ладожская котловина. При этом в прибрежных участках занос морских диатомей был максимальным, а по мере удаления от берега — уменьшался.

Отложения пребореального времени (рис. 16) изучены в центральной и южной частях озера, а также в зал. Лехмалахти. В центральной части они представлены гомогенными глинами. Содержание створок диатомей низкое — до 14 тыс., господствуют планктонные виды, единственным доминантом является *Aulacosira islandica*, вторая по численности — *Stephanodiscus rotula* (Kütz.) Hendeу. Целая группа планктонных диатомей, регулярно, но в небольших количествах встречаемых в пребореальных осадках, может считаться характерной для открытых районов. Следует отметить, что все эти диатомеи обитают в планктоне глубоководной области Ладожского озера и в настоящее время.

Пребореальные отложения зал. Лехмалахти мощностью до 75 см представлены верхними тонкослойными пачками ленточноподобных глин, где, как и в открытом озере, доминантом является планктонная *Aulacosira islandica*. В осадках той части залива, где современные глубины не превышают 23 м, кроме планктонных *A. distans* var. *alpigena* и *Cyclotella vorticosa* численность субдоминантов имеют обрастатель *Eunotia clevei* и донная *Paralia arenaria* — обитатели прибрежных частей Балтийского Ледникового озера и Анцилового озера (Жузе, 1939) и песчаных мелководий Ладожского озера в современную эпоху. Среди характерных диатомей в заливе отмечены живущие в бентосе

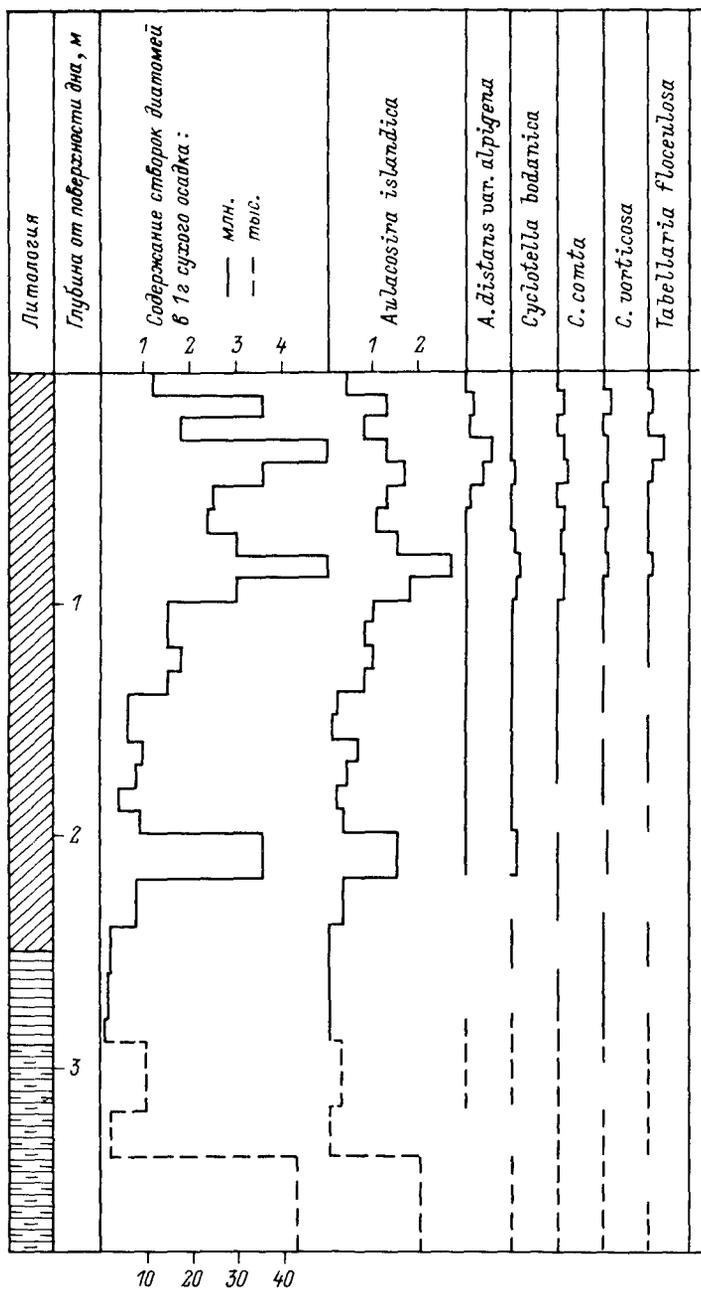


Рис. 16. Диатомовая диаграмма колонки 905.

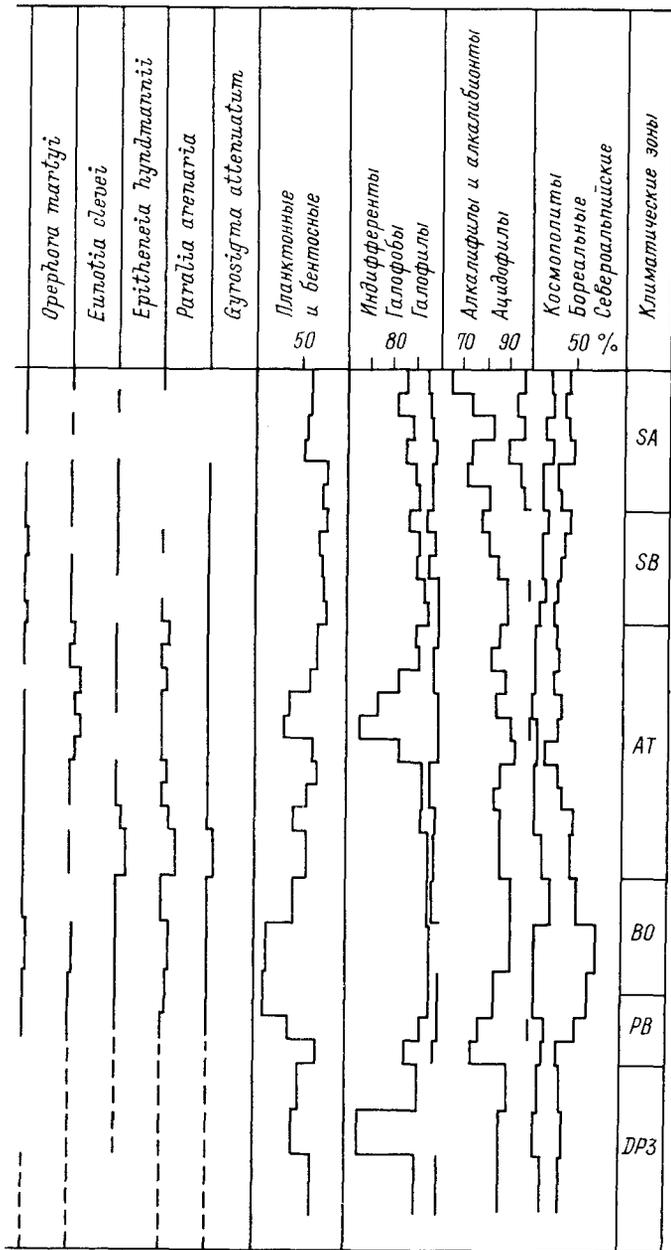


Рис. 16 (продолжение).

олиготрофных озер донные *Diploneis* и *Gyrosignia attenuatum* и обрастатели *Didymosphenia*, *Epithemia*. В диатомовых комплексах пребореала в зал. Лехмалахти створки планктонных диатомей составляют 60—85 %, что свидетельствует о глубоководности этого участка древнего водоема.

Всего в отложениях пребореала встречено 78 видов и разновидностей пресноводных диатомей, из них 28 планктонных. Во вторичном залегании найдены споры морской *Thalassiosira gravinga*, следовательно, в пребореале продолжался размыв и переотложение диатомей из морских осадочных толщ.

Донные отложения бореального времени (рис. 15, 16) изучены в центральной и северо-восточной частях озера и в зал. Лехмалахти. Содержание диатомей в отложениях центральной части озера очень низкое — до 5 тыс. створок, на северо-востоке — до 90 тыс., в Лехмалахти — до 360 тыс. Доминантом в осадках повсеместно является *Aulacosira islandica*. В открытых районах другие диатомей далеко уступают ей по численности. Среди характерных диатомей планктонные *Cyclotella kuetzingiana*, *Stephanodiscus rotula* var. *minutula* встречаются в центральной области и на северо-востоке, остальные — только в прибрежном северо-восточном районе. Более богатый состав диатомей — в зал. Лехмалахти, где наряду с *Aulacosira islandica* доминантом является донная *Paralia arenaria*, а субдоминантами — донные *P. teres*, *Diploneis domblittensis*, *Gyrosignia attenuatum*, обрастатели *Opephora*, *Eunotia clevei*. В заметных количествах отмечены диатомей холодных олиготрофных озер: планктонные — *Cyclotella vorticosa*, *Stephanodiscus*, бентосные — *Achnanthes*, *Navicula jentzschii*, *N. scutelloides* W. Sm., *Cocconeis disculus* (Schum.) Cl., *Didymosphenia*, наряду с которыми впервые встречен характерный для эвтрофных водоемов *Cyclostephanos dubius* (Fricke) Round. В бореальное время уровень трофии залива был заметно выше, чем открытых районов озера. В отложениях бореала встречено 100 видов и разновидностей пресноводных диатомей, в том числе 28 планктонных. Во вторичном залегании найдены споры морской *Thalassiosira gravinga*, створки солоноводных *Campylodiscus clypens* Ehr. и *C. echencis* Ehr., септы *Rhabdonema*, *Thalassiosira baltica* (Grun.) Ostf. Флора зал. Лехмалахти имеет большое сходство с синхронной флорой, описанной нами из отложений небольшого ныне эвтрофного оз. Вишневого, находящегося в нижней северной части Карельского перешейка в зоне распространения пролива, соединявшего в бореале ладожскую котловину с Анциловым озером Балтики (Марков и др., 1934; Биска, 1959; Абрамова и др., 1965; Экман, Лак, 1975; Лукашов и др., 1987).

Отложения атлантического возраста (рис. 15—17), установленные палеомагнитным методом (Писаревский, 1986), имеют наибольшую мощность в зоне максимального илонакопления у о-ва Валаам на глубине 228 м. Здесь, будучи не полностью пройденной, их вскрытая мощность составила 150 см. Неполный маломощный разрез атлантических отложений пройден в центральной области озера. В зал. Лехмалахти их мощность достигла 120 см. В атлантическую эпоху наблюдается существенный рост общей продуктивности экосистемы Ладожского озера, что выразилось в изменении характера осадкооб-

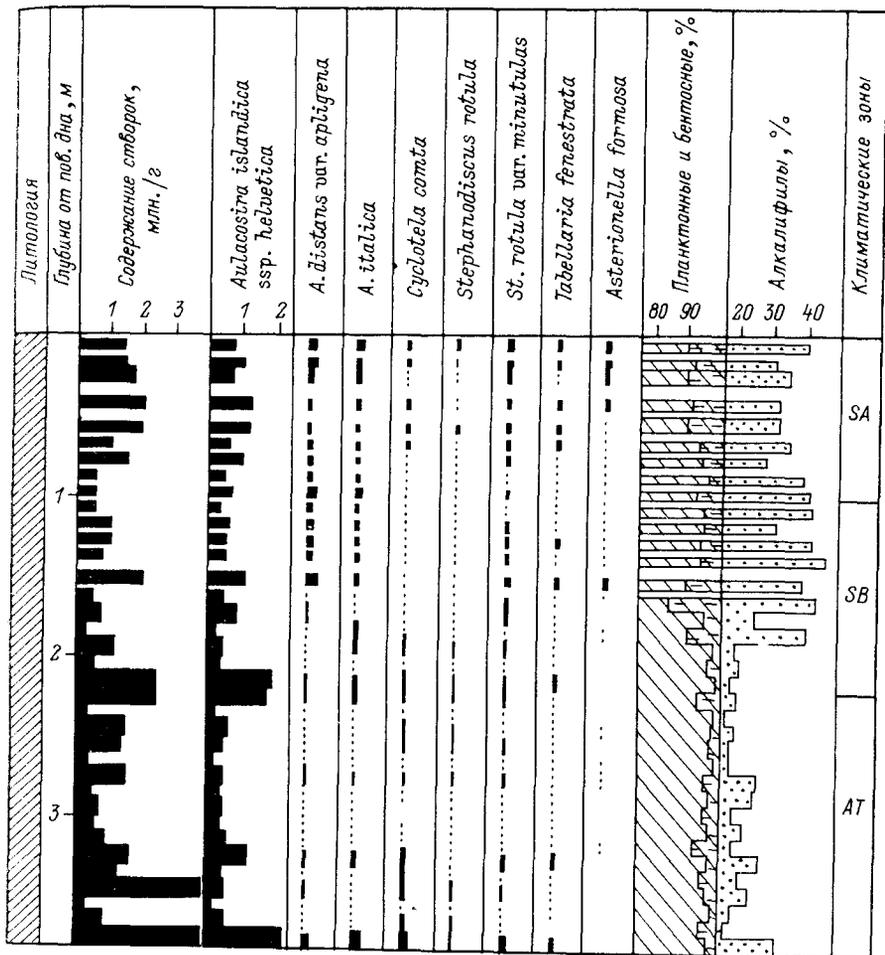


Рис. 17. Диатомовая диаграмма колонки 405.

разования, а именно — в росте содержания органического вещества в донных отложениях, росте общей численности диатомей в осадках (количество створок достигло 1,2 млн. в центральной области, 3,6 млн. — в зал. Лехмалахти, 4 млн. — в глубоководной впадине близ о-ва Валаам). Доминантом в отложениях открытого озера, как и ранее, осталась планктонная *Aulacosira islandica*, возросла численность большой группы планктонных диатомей, 3 из которых становятся субдоминантами. Среди характерных диатомей — *A. granulata* (Ehr.) Sim. и *A. ambigua*, которые, как известно, достигают массового развития в мезотрофных и эвтрофных водах. С атлантического времени регулярно, хотя и в небольших количествах, в отложениях открытого озера появляется *Cyclostephanos dubius* — обитатель планктона эвтрофных озер. Содержание створок планктонных диатомей в осадках открытых районов составляет 92–99 %. Иной характер у диатомовых

комплексов из отложений залива, где существенную роль играют бентосные диатомы, составляющие в нижнем интервале 66—97, в среднем — 40—52, в верхнем — 23—28 %. Пять бентосных диатомей входят в доминирующий комплекс. Следовательно, в атлантическое время бентос играет ведущую роль в формировании диатомовых комплексов в осадках залива, причем в нем обильны преемственно развивающиеся представители флоры раннего голоцена — виды *Paralia*, *Eunotia clevei*, *Gyrosigma*, *Opephora*, *Cocconeis disculus*, *Diploneis domblittensis*. В отложениях атлантики встречено 145 видов и разновидностей диатомей, видовое разнообразие по сравнению с бореалом возросло в 1.5 раза. Наряду с североальпийскими в озере появляются бореальные виды умеренно теплолюбивой природы. Среди них, хотя и в малом количестве, встречены диатомей эвтрофных вод — *Stephanodiscus hantzschii* Grun., *Synedra parasitica* Grun. et var. *subconstricta* Grun., *Cymbella ehrenbergii* Kütz. и др. Активность процесса переотложения морских диатомей здесь затухает — единично в осадках центральной акватории встречен *Campylodiscus clypens*.

Отложения суббореала (рис. 15—17) — времени развития Ладожской трансгрессии — изучены методом диатомового анализа в 17 разрезах по всей акватории озера. На станциях с глубиной более 40 м донные отложения представлены илами, в зал. Лехмалахти — глинистыми алевритами, а на юге — песками с примесью гравия, алевритистыми илами. В центральной области на контакте илов с подстилающими их гомогенными или ленточными глинами имеется песчаная прослойка. Численность диатомей в отложениях центральной части озера достигает 0.5 млн, в зоне максимального илонакопления — 3 млн, а в Лехмалахти — до 6 млн. По сравнению с атлантическим временем доминирующий комплекс несколько обедняется. Повсеместно массовой, как и ранее, остается *Aulacosira islandica*, а численности субдоминанта в открытых районах достигает *Cyclotella vorticosa*, иногда планктонные *Stephanodiscus rotula*, *Cyclotella comta* и *Aulacosira distans* var. *alpigena*. Представители бентоса в отложениях открытого озера малочисленны.

Существенно изменяется состав диатомовых комплексов в зал. Лехмалахти, где, как и в открытых районах, начинают доминировать планктонные формы. Малочисленными становятся доминанты прежней эпохи — *Paralia arenaria* и *Eunotia clevei*. Всего в отложениях суббореала встречено 254 вида и разновидности диатомей, из которых 40 планктонных, т. е. происходит дальнейшее обогащение флоры озера при полном и повсеместном преобладании представителей планктона; это отражает условия Ладожской трансгрессии.

Отложения субатлантики (рис. 15—17), обнаруженные в 25 донных колонках, в глубоководной зоне представлены илами, илами с примесью песка и гравия — вблизи берегов, на мелководьях — песками. Численность диатомей в отложениях открытых районов составляет 0.6—1 млн, в зал. Лехмалахти — 5—6 млн. Самая высокая численность отмечена в глубоководной впадине к югу от о-ва Валаам, где найдено до 40 млн створок. Эта впадина является своеобразной «ловушкой», где оседают на дно створки, приносимые плотностным

течением, направленным в озере против часовой стрелки и отклоняющимся от восточного берега на запад. Илы этой впадины имеют зеленый оттенок за счет высокого содержания в них хлорофилла, как и в глубоководной колонке 405 (Давыдова, Трифонова, 1982).

В открытых районах озера доминантом в отложениях является *Aulacosira islandica*, субдоминанты — группа планктонных диатомей, на северо-востоке и юге в их число входят диатомей, развивающиеся в более высокотрофных водах, — *A. granulata* и *Thalassiosira lacustris* (Grun.) Hasle. В северо-западных глубоководных впадинах в заметных количествах накапливаются диатомей бентоса, выносимые из шхерного района озера, что вносит большую пестроту в их состав. В зал. Лехмалахти вторым доминантом является *Aulacosira distans* var. *alpigena*. Состав субдоминантов и характерных диатомей здесь существенно пополняется за счет диатомей бентоса.

В Сортавальском заливе состав диатомовых комплексов отложений показывает существенные изменения, произошедшие в экосистеме под влиянием антропогенного фактора. Эти изменения отразились в характере доминирующего комплекса, в состав которого входят показательные диатомей эвтрофных вод — *Stephanodiscus hantzschii*, *Cyclostephanos dubius*, *Diatoma elongatum* (Lyngb.) Ag., а численность *Aulacosira islandica* понижена.

Всего в отложениях субатлантики встречено 278 видов и разновидностей пресноводных диатомей, из них 40 планктонных и 3 морских диатомей, находящихся во вторичном залегании, — *Thalassiosira gravida*, *Th. excentrica*, *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz. Субатлантическая флора отличается наибольшим богатством и разнообразием.

Материалы диатомового анализа в совокупности с другими сведениями о донных отложениях Ладожского озера позволяют восстановить основные этапы развития его экосистемы на протяжении поздне-последнего ледника с учетом региональных особенностей, проявившихся в общем характере осадкообразования, его темпе и скорости развития процессов эвтрофирования.

Остатки беспозвоночных в донных отложениях

Остатки беспозвоночных животных изучены в колонке грунта, взятой в северной, глубоководной части озера на глубине около 220 м. Длинной 130 см, извлеченная колонка представляет собой однородный песчано-глинистый монолит серого цвета без прослоек. Она изучена послойно: от поверхности грунта до глубины 10 см — через 1 см, а глубже — через 5 см. Численность остатков животных подсчитывалась в 1 см³ обводненного грунта (Кордэ, 1960).

В донных отложениях Ладожского озера обнаружены остатки кладоцер, сникулы губок, домики простейших (тинтипиды), коконы турбелларий, фрагменты насекомых. Среди кладоцер преобладали фрагменты *Bosmina longirostris*, *Chydorus sphaericus*, *Alona* sp. Общее количество остатков животных на разных глубинах грунта значительно колебалось (рис. 18). Максимальные значения обнаружены

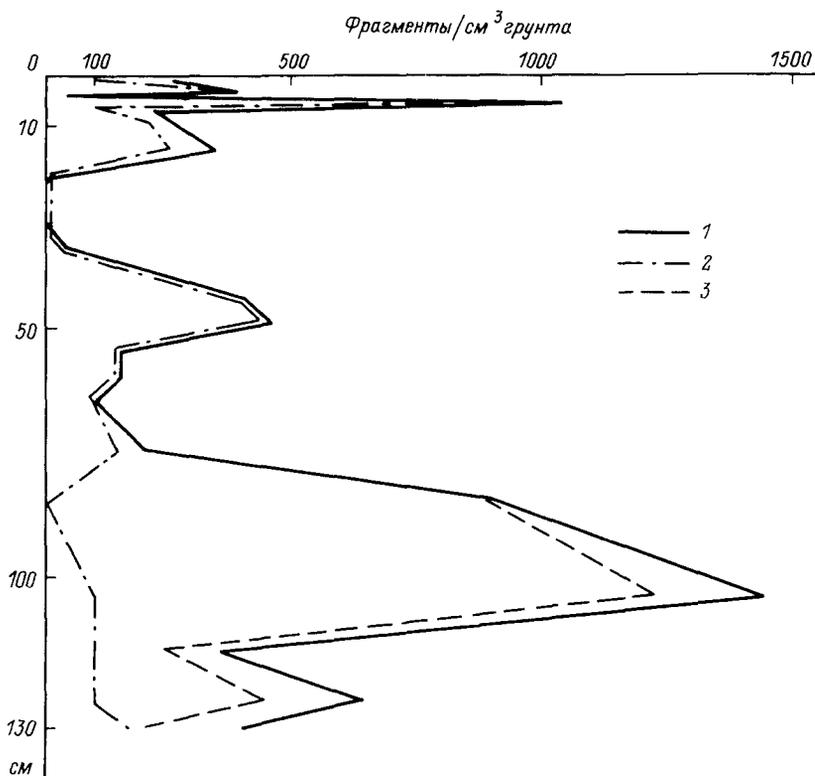


Рис. 18. Численность фрагментов животных в колонке донных отложений (в 1 см³ обводненного грунта).

1 — общая численность, 2 — кладоцеры, 3 — сиюкулы губок.

на глубине 100—110 (за счет сиюкул губок) и на 5—6 см (за счет остатков кладоцер).

В нижней части колонки (130—80 см) доминируют остатки губок, в более поздних отложениях встречающиеся либо в малых количествах, либо не попадающие в подсчет. Кладоцеры в промежутке от наибольших изученных глубин грунта до почти 50 см присутствуют в умеренном количестве, но в интервале 25—15 см число всех остатков резко убывает, после чего число остатков кладоцер вновь увеличивается, чтобы на глубине 5—6 см достичь максимума — 800 фрагментов в см³.

Таким образом, в колонке отмечается смена доминирующих групп фауны. Обильное развитие губок указывает на значительное содержание кислорода и кремния, малое содержание взвеси. Увеличение абсолютной численности кладоцер связано с повышением трофности водоема.

Первая попытка изучить остатки беспозвоночных в колонке донных отложений Ладожского озера, взятой в его самой глубокой части, показывает перспективность этого метода и необходимость его широкого применения при дальнейших исследованиях.

История озера по данным об ихтиофауне

Ихтиофауна Ладожского озера и его бассейна отличается, во-первых, относительным видовым богатством (45 видов и основных подвидов — Кудерский, 1961) и, во-вторых, неоднородностью с экологических позиций. По особенностям реакции на температурный фактор, например, обитающие в Ладожском бассейне рыбы составляют ряд от stenotherмных, холодолюбивых видов, куда входят паля *Salvelinus alpinus* (L.), озерный лосось *Salmo salar* m. *sebago* (Girard), озерная форель *Salmo trutta* m. *lacustris* L., хариус *Thymallus thymallus* (L.), ладожская рогатка *Trigloopsis quadricornis lönnbergi* Berg, до относительно теплолюбивых, южных форм — сом *Silurus glanis* L., красноперка *Scardinius erythrophthalmus* (L.), синец *Abramis ballerus* (L.) и др.

Обе отмеченные черты обусловлены особенностями формирования водоема и его ихтиофауны.

Современный видовой состав рыб, населяющих Ладожское озеро и водоемы его водосборного бассейна (большие и малые озера, реки), складывался на протяжении поздне- и послеледникового времени под определяющим влиянием как исторических, так и экологических факторов. Первые включают геологическую историю Ладожского озера и его предшественников, а также историю связей с соседними водными системами на протяжении последних 11—12 тыс. лет. Эти факторы определили возможность вселения в прошлом отдельных видов рыб в формирующийся ладожский бассейн из смежных водоемов. Экологические факторы обусловили выживание вселившихся рыб в конкретных условиях среды обитания и сохранение их в водоемах до настоящего времени. Холодолюбивые рыбы смогли выжить в Ладожском озере благодаря его глубоководности, наличию водных масс с пониженными температурами в течение всего года и общему олиготрофному облику водоема. Более теплолюбивые виды сохранились в относительно теплых мелководных предустьевых участках и связанных с Ладогой хорошо прогреваемых озерах.

Появление рыб в южной части Ладожского озера восходит ко времени существования в этом регионе отдельных приледниковых водоемов, а затем — Балтийского Ледникового озера, восточный залив которого занимал котловину современной Ладоги. Этот самый начальный этап формирования ихтиофауны будущего Ладожского озера от современного периода отделяют более чем 11 тыс. лет (Квасов, 1975).

Балтийское Ледниковое озеро, которое с юга омывало ледник, отступивший на территорию современных Финляндии и Швеции, может рассматриваться как местообитание той относительно немногочисленной по количеству видов фауны, которая во время максимального продвижения ледника к югу не погибла, а сохранилась в многочисленных приледниковых озерах.

В связи с близостью Балтийского Ледникового озера и приледниковых озер к ледниковому циту условия обитания организмов были достаточно суровыми. Поэтому с большой долей вероятности можно считать, что сохранившиеся в приледниковых водоемах рыбы относились к холодолюбивым формам. Этот комплекс видов рыб из Балтийского Ледникового перешел в Ладожское озеро, которое сформировалось как самостоятельный водоем в период существования в Балтике так называемого Йольдиевого моря (около 9,8 тыс. л. н. — Квасов, 1975). К первым обитателям Ладожского озера могут быть отнесены такие встречающиеся в нем и в его бассейне и теперь рыбы, как речная *Lampetra fluviatilis* L. и ручьевая *L. planeri* (Bloch) миноги, налим *Salvelinus alpinus*, озерный лосось *Salmo salar* m. *sebago*, озерная *S. trutta* m. *lacustris* и ручьевая *S. trutta* m. *fario* L. форель, ряпушка *Coregonus albula* L., многочисленные формы сигов *C. lavarelus* L., хариус *Thymallus thymallus*, налим *Lota lota* (L.), ладожская рогатка *Triglopsis quadricornis lönnbergi*, окунь *Perca fluviatilis*, плотва *Rutilus rutilus* (L.) и некоторые другие виды.

Дальнейшее обогащение фауны рыб Ладожского бассейна произошло, по-видимому, в анциловое время, когда Ладога на непродолжительный период превратилась в залив заволакивавшего котловину Балтики пресноводного Анцилового озера. Есть основания считать, что в анциловое время в бассейн Ладожского озера вселились многие из обитающих в нем в настоящее время рыб, в том числе атлантический осетр *Acipenser sturio* L., различные виды карповых рыб — сырть *Vimba vimba* (L.), голавль *Leuciscus cephalus* (L.), линь *Tinca tinca* (L.), лещ *Abramis brama* (L.) и др., а также судак *Stizostedion lucioperca* (L.).

Необходимо отметить, что одни и те же виды рыб, обитая поочередно в приледниковых водоемах, Балтийском Ледниковом озере, Йольдиевом море (которое было почти пресным), Анциловом озере, претерпевали микроэволюционные преобразования, приводившие к возникновению местных популяций. Поэтому, вселяясь в Ладожский бассейн, одни и те же виды рыб оказывались различающимися как между собой, так и с местными формами, что находит свое отражение и в современном облике подобных видов.

Подтверждением сказанному служит ладожская рогатка *Triglopsis quadricornis lönnbergi*. Как известно, в озерах Северо-Запада рогатка представлена двумя формами — онежской *Triglopsis quadricornis onegensis* Berg et Popov, наиболее уклоившейся от исходного морского типа, и ладожской *T. quadricornis lönnbergi*, занимающей как бы промежуточное положение между рогатками из Онежского озера и Балтийского моря (Берг, 1949). По-видимому, первоначально в Ладожский бассейн еще на стадии приледникового водоема (озеро Рамзая) вселилась рогатка, близкая к онежской. В анциловое время в Ладожское озеро проникла другая ее форма, более близкая к морскому предку. В настоящее время она является типичной для озера. Таким образом, ладожская рогатка может рассматриваться как прямой остаток фауны Анцилового озера. В той же роли выступает и крупная форма ладожской корюшки *Osmerus eperlanus eperlanus*

п. *ladogensis* Berg в отличие от ее мелкой формы, происходящей от пихтиофауны приледниковых водоемов.

Свидетельством обмена между ихтиофаунами Ладожского и Анцилового озер могут служить также некоторые особенности ладожского судака и лосося. Так, при сравнении судака из Ладожского озера, Выборгского залива и Невской губы обнаружена большая близость первых двух популяций (Ильенкова, 1975). Установлено также, что лосось из р. Хитолы ближе неврскому, чем лососю из р. Свири (Кудерский и др., 1982). Примеры с судаком и лососем подтверждают наличие в прошлом водной связи между Ладожским и Анциловым озерами, проходившей по северной части Карельского перешейка от Выборгского залива к северной Ладоге.

Все это дает представление об истории формирования холодноводного и сравнительно эвритермного комплекса рыб Ладожского бассейна.

Менее ясны пути проникновения теплолюбивых, южных рыб. Предполагается, что эти виды расселились по водоемам Балтийского бассейна в эпоху температурного оптимума. Вероятно, тогда существовали относительно легко преодолимые для рыб каналы связи между северными и южными речными системами. Через них в Ладожский бассейн проникли красноперка *Scardinius erythrophthalmus*, верховка *Leucaspis delineatus* (Heckel), жерех *Aspius aspius* (L.), белоглазка *Abramis sapa* (Pallas), синец *A. ballerus*, карась *Carassius carassius* (L.) и др. В этот же период в Ладожское озеро проник берш *Stizostedion volgensis* (Gmelin), впоследствии здесь вымерший и в настоящее время встречающийся южнее главного водораздела Восточно-Европейской равнины.

Проникновение южных видов рыб в Ладожский бассейн осуществлялось в основном в два этапа. Первый из них — расселение из речных систем Понто-Каспийского бассейна в речные системы Балтийского бассейна; второй — проникновение из последних непосредственно или через опресненные районы Балтики в Ладожское озеро и его бассейн. Рассмотренные выше пути заселения рыбами Ладожского бассейна наглядно представлены здесь в виде схемы (рис. 19).

Следует заметить, что тюлень *Phoca hispida lagodensis*, обитающий в настоящее время и в Балтийском море, в Ладогу вселился, вероятно, в период существования Анцилового озера.

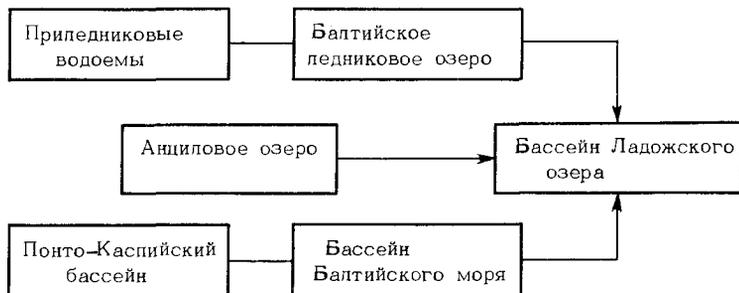


Рис. 19. Пути формирования ихтиофауны Ладожского озера.

История озера по данным о фауне высших ракообразных

В Ладожском озере и водоемах его бассейна обитает 9 видов высших ракообразных, которые по своему генезису распадаются на две группы. Одну из них составляют такие типично пресноводные виды, как изопода *Asellus aquaticus* L., амфипода *Gammarus lacustris* Sars, широкопалый рак *Astacus astacus* L. и узкопалый рак *A. leptodactylus* Eschholz. Во вторую группу входят 5 видов реликтовых ракообразных, в том числе изопода *Mesidothea entomon* L., мизиды *Mysis oculata* var. *relicta* Lovén, амфиподы *Pontoporeid affinis* Lindstr., *Gammaracanthus loricatus* Sars, *Pallasea quadrispinosa* Sars.

Пресноводные виды высших раков широко распространены в водоемах Европы (Бирштейн, Виноградова, 1933; Бирштейн, 1951; Бекман, 1954). В отличие от них ареал реликтовых ракообразных ограничен районами, покрываемыми последним ледником или непосредственно примыкавшими к нему с юга (Кудерский, 1971). В связи с этим в проблеме формирования фауны высших раков Ладожского бассейна наибольший интерес представляет анализ путей происхождения реликтовых видов. По этому вопросу существует две точки зрения. Одна из них восходит к С. Ловену и объясняет наличие реликтовых ракообразных в пресных водоемах обширными морскими трансгрессиями. В соответствии с этой точкой зрения считается, что Ладожское озеро в позднеледниковое время входило в состав морского бассейна, который соединялся на востоке проливом с Белым морем. Однако эти представления противоречат накопленным к настоящему времени обширным материалам по четвертичной истории североевропейских территорий.

Согласно второй точке зрения, опирающейся на анализ географического распространения реликтовых ракообразных, особенностей их экологии и на геологические данные, реликтовые ракообразные проникали в Ладожское озеро, как и в другие водоемы Северной Европы, из приледниковых водоемов (Кудерский, 1971, 1972, 1982). В последнее межледниковье нынешние реликтовые виды ракообразных обитали в солоновато-водных участках морского бассейна (зёмское, мгинское или «Бореальное» море), существовавшего на месте современных Балтийского и Белого морей и простиравшегося далее на восток. При наступлении последний ледник отделил от океана участки межледникового морского бассейна, которые опреснились за счет талых ледниковых вод. При продвижении ледника к югу приледниковые водоемы, перемещаясь перед его краем, затопляли все более и более высокорасположенные части суши. В них частично сохранилась фауна опресненных частей межледникового моря в виде реликтовых форм и, также частично, типично пресноводная фауна. Из обитающих в бассейне Ладожского озера пресноводных форм высших ракообразных в приледниковых водоемах смогли пережить суровые условия ледникового периода водяной ослик *Asellus aquaticus* и гаммарус *G. lacustris*.

В пределах современной котловины Ладожского озера комплекс реликтовых и два вида пресноводных ракообразных появились более 11 тыс. л. н., когда там размещались воды Ладожского плёса приледникового озера Рамзая, а затем Ладожский залив Балтийского Ледникового озера (Квасов, 1975). Таким образом, реликтовые ракообразные смогли появиться в Ладожской котловине почти за 2 тыс. лет до образования на месте современной Балтики позднеледникового Йольдиевого моря. Причем в бассейн Ладожского озера вышние ракообразные (в том числе и реликтовые формы) могли проникать как из приледниковых водоемов, размещавшихся южнее, так и из Балтийского Ледникового озера. Хотя позднее Ладога входила в состав Анцилового озера в виде его восточного залива, на современном составе фауны высших ракообразных этот эпизод истории озера не отразился.

Широкопалый рак *Astacus astacus* начал расселяться в бассейне Ладожского озера предположительно уже в послеледниковое время, проникнув сюда, по-видимому, из речных систем Днепровского бассейна. Что касается узкопалого рака *A. leptodactylus*, то он появился в рассматриваемом районе в недалеком прошлом при помощи человека (искусственные пересадки, расселение по каналам и т. п.). В последние десятилетия узкопалый рак активно расширяет свой ареал, вытесняя широкопалого рака.

История озера по данным о фауне моллюсков

В Ладожском озере встречается 49 видов и 9 подвидов гастропод, принадлежащих 15 родам, и 30 видов двустворчатых моллюсков, которые относятся к 9 родам (Герд, 1946; Иоффе, 1948; Стальмакова, 1968; Слепухина, Алексеева, 1982; Петрова, 1987). Нашими исследованиями впервые для озера установлены 8 видов гастропод и 4 вида двустворок. Наиболее распространены представители родов *Lymnaea* (16 видов), *Anisus* (9 видов), *Valvata* (4 вида); родам *Planorbarius*, *Bithynia*, *Viviparus* принадлежит по 3 вида. Среди двустворок наибольшее число видов относится к роду *Euglesa* (9 видов), а также *Anodonta*, *Unio* (по 5 видов); роду *Sphaerium* принадлежит 4 вида. Виды родов *Euglesa* и *Neopisidium* принимаются здесь в обычном (широком) понимании. Биотопы дна и соответствующие им биоценозы донных животных Ладожского озера рассматриваются в работах Ц. И. Иоффе (1948) и Е. Н. Стальмаковой (1968).

Наибольшим богатством и разнообразием отличается фитофильный биоценоз, сформированный в условиях значительных по площади зарослей макрофитов, что располагаются вдоль южного побережья озера (Свирская и Волховская губы, бухта Петрокреность), а также в вершинах заливов шхерной его части. В составе этого биоценоза 29 видов гастропод и 9 видов двустворок. Большая их часть принадлежит родам *Lymnaea*, *Anisus*, *Planorbis*, *Planorbarius*, *Valvata*, *Viviparus*.

Скалистая и каменистая литораль в северной части озера и у

островов заселена литореофильными (прибойные участки) и фитореофильными (затишные участки) моллюсками. Присутствие в литофильном биоценозе большого числа настоящих литореофилов объясняется значительным сходством условий в литорали Ладожского озера и в реках. Здесь встречаются *Lymnaea stagnalis turgida*, *L. doriانا*, *L. atra*, *L. ovata*, *L. patula*, *Anisus contortus*, *A. vortex*, *Ancylus fluviatilis*.

Песчаная литораль, которая занимает значительные участки дна вдоль восточного и западного берегов, а также большую часть южной половины озера, заселена слабо. На подвижных песках литорали моллюски полностью отсутствуют и начинают появляться на глубине 5—6 м, где пески становятся более уплотненными (Стальмакова, 1968). В состав псаммофильного биоценоза входят *Sphaerium corneum*, *Pisidium amnicum*, *Euglesa henslowana*, *E. supina*. Ц. И. Иоффе (1948) выделяет также псаммопелофильный биоценоз — промежуточный между псаммофильным и пелофильным. Из моллюсков здесь встречаются *Contectiana ladogensis*, *Cincinna piscinalis*, *Bithynia tentaculata*, *Anisus albus*, *A. contortus*, *Sphaerium corneum*, *Euglesa henslowana*, *E. casertana*, *E. subtruncata*.

Сублитораль представляет собой зону, переходную от разнообразной по условиям литорали к однообразной профундали. Здесь распространены *Lymnaea ovata*, *L. baltnica*, *Cincinna piscinalis*, *Valvata cristata*, *Euglesa lilljeborgi*, *Pisidium amnicum*, которые встречаются также в пределах литорали, и *Neopisidium conventus*, характерный для профундали.

Пелофильный биоценоз занимает профундальную зону центральной и северной частей озера. Моллюски встречаются в основном до глубины 30 м и представлены видами *Euglesa henslowana*, *E. casertana*, *E. nitida*, *E. lilljeborgi*, *Neopisidium conventus*, последний из которых — на глубинах до 180 м (Стальмакова, 1968; Слепухина, Алексеева, 1982).

В зоогеографическом отношении малакофауна Ладожского озера неоднородна. Основу ее составляют виды с европейским (39 видов, или 52 %) и европейско-западносибирским (18 видов, или 24 %) ареалами распространения. Более широкими ареалами обладают 16 видов, из которых наиболее широкими, голарктическим и палеоарктическим, — 4 вида (5 %), остальные же являются европейско-сибирскими видами. Среди этой последней группы можно выделить три подгруппы видов: заходящие восточнее Лены (4 вида, или 6.5 %), доходящие до Лены (3 вида, или 4 %) и доходящие до бассейна Енисея (5 видов, или 7 %). Сибирско-североевропейские элементы здесь представлены только одним видом (1.5 %). В отличие от Онежского озера в Ладожском отсутствует сибирский вид *Cincinna sibirica*, но значительно возрастает число европейских и европейско-западносибирских видов. Это говорит о том, что, несмотря на принадлежность к одной зоогеографической провинции (Балтийская провинция, по схеме зоогеографического районирования Я. И. Старобогатова, 1986) и сходство природных условий, история формирования малакофауны этих озер имеет некоторые отличия.

Ко времени последнего оледенения на территории Восточно-Европейской равнины сложилась плейстоценовая фауна моллюсков, почти не отличающаяся от современной (Старобогатов, 1970). На протяжении голоцена не было отмечено появления новых видов. Последнее оледенение оттеснило моллюсков к югу и юго-западу. Некоторые холодолюбивые виды, такие как *Euglesa ruut*, *Neopisidium conventus*, оказались на юге Западной Европы, в районе Альп, о чем свидетельствует их арктоальпийский ареал (Старобогатов, 1970).

В послеледниковое время по мере потепления климата прежние ареалы распространения видов начинают восстанавливаться. Расселение моллюсков происходит по речным долинам Днепра, Волги, Камы, ими используются многочисленные соединения речных бассейнов, возникающие при стоке вод тающего ледника (Берг, 1949; Квасов, 1975).

В аллерёде, когда Ладожское озеро становится заливом Балтийского Ледникового озера, происходит первое вселение на северо-запад Русской равнины холодолюбивых видов моллюсков *Anisus stroemi*, *A. acronicus*, *Euglesa subtrancata*, *E. nitida*, а также климатически нейтральных видов *Lymnaea ovata*, *L. auricularia*, *L. stagnalis*, *L. atra*, *Anisus albus*, *Euglesa (Casertiana) sp.* (Даниловский, 1955). Поскольку все эти виды широко распространены в Ладожском озере, этот этап можно считать первым в его заселении.

Следующий этап массового вселения моллюсков в Ладожское озеро связан с бореальным временем, к которому озеро представляет собой залив пресноводного Анцилового озера. К этому времени И. В. Даниловский относит вселение многочисленных видов от холодолюбивых до умеренно теплолюбивых, таких как существующие ныне в озере *Ancylus fluviatilis*, *Acroloxus lacustris*, *A. oblongus*, *Euglesa supina*, *E. henslowana*, *E. tetragona*, *E. nitida*. Максимального развития достигают планорбиды. Среднюю и южную части Анцилового озера населяют также *Lymnaea ovata* var. *baltica*, *Bithynia tentaculata*, *Sphaerium suecicum*, *Cincinna piscinalis*, *Planorbis planorbis*, *Physa fontinalis*. К этому же времени относится вселение *Unio rostratus*, *U. conus*, *Batavusiana atra*, *Anodonta cygnea*.

В атлантическое время Балтика перестает служить источником вселения моллюсков в Ладожское озеро, так как там образовалось Литориновое море, соленость которого была выше, чем соленость современного Балтийского моря. Ладожское озеро в это время стало самостоятельным бассейном со стоком через северную часть Карельского перешейка (Квасов, 1975). Тогда же происходит последнее массовое вселение на территорию северо-запада теплолюбивых видов. Это широко распространенные вивипариды *Lymnaea mabilei*, *L. dupuyi*, *Planorbarius corneus*, *Shadinicydas rivicola*, *Amesoda solida*.

В атлантическое время окончательно сложился современный облик фауны моллюсков, так как в это время происходит и окончательное восстановление ареалов их распространения (Старобогатов, 1970). Гастроподы достигли своего максимального развития в суббореальное и субатлантическое время, вероятно, благодаря зарастанию макрофитами мелководных акваторий преимущественно в южной части озера. Возможно, однако, что расселение продолжается и до

сих пор. Об этом свидетельствует тот факт, что некоторыми исследователями на рубеже XIX и XX веков (Кесслер, 1868) отмечалось нахождение моллюсков, принадлежащих родам *Unio* и *Anodonta*, а также вида *Viviparus viviparus* только в южной части Ладожского озера, тогда как теперь все эти виды встречаются и на севере.

По сравнению с результатами исследований бентоса, проводившихся в 60-х годах (Стальмакова, 1968), моллюски в глубоководной зоне озера стали встречаться значительно реже. По данным исследований последних лет можно заметить также более широкое развитие литоральных форм, особенно гастропод. Вероятно, это является результатом антропогенного воздействия на водоем.

Таким образом, изучение малакофауны Ладожского озера подтверждает его тесную связь с пресноводными бассейнами в Балтийской котловине, которая существовала не только в позднеледниковое время, но и во время бореала, когда климатические условия были уже довольно благоприятными, что и привело к образованию довольно разнообразной по видовому составу фауны моллюсков. Указанием на молодость фауны озера является полное отсутствие эндемичных видов и исторически сложившихся фаунистических различий между зонами литорали и профундали.

История озера по данным о фауне олигохет

Малоцетинковые черви (олигохеты) несомненно обитали на территории Приладожья еще в доледниковое время. По мере наступления ледников уцелевшие из олигохет отеснялись в приледниковые озера вплоть до бассейна Волги. Холодолюбивые виды, продвигаясь к югу Европы, могли найти убежища в водоемах ее средней и южной частей.

По возрасту сравнительно молодая, фауна олигохет Ладожского озера сформировалась в течение последних 10—12 тыс. лет, в позднеледниковое время, первоначально в котловинах крупных озерных бассейнов — озера Рамзая и Балтийского Ледникового озера. Эти последние заселялись фауной малоцетинковых червей, перенесших ледниковую эпоху на свободных от оледенения пространствах Западной Европы и Сибири. Из восточных регионов по цепи озерных и речных систем в Ладожское озеро вселились *Tubefex kessleri*, *T. smirnovi*, *Alexandrovina onegensis*, *Lamprodrilus isoporus* и др.; из центральной части Западной Европы — *Nais alpina*, *N. bretscheri*, *N. behningi*, *N. elinguis*, *Cernovitoviella atrata*, виды родов *Mesenchytraus*, *Stylodrilus*, *Rhyacodrilus*, *Tricodrilus* и т. п. *Nais alpina*, *Tetriella slovenica*, *Rhyachelminis*, *Stylodrilus* проникли, очевидно, из высокогорных и достаточно холодных водоемов.

Во время ранней ультраолиготрофной фазы Ладожского озера условия особенно благоприятствовали развитию и распространению литореофильных видов (*Nais alpina*, *N. behningi*, *N. elinguis* и др.). По мере появления прибрежной растительности фауна олигохет обогащалась за счет фитофильных видов равнинных водоемов Север-

ной и Средней Европы и Сибири (*Aelosoma*, *Stylaria lacustris*, *Ripistes parasita*, *Ophidonais serpentina*, *Vejdovskyella comata*, *N. communis* и т. п.). Многие виды, по мнению Т. Э. Тимма (1987), не успевшие восстановить свои ареалы, разрушенные покровным ледником, либо не прижились здесь совсем, либо освоились лишь на очень небольших и разобщенных участках. Следствием этого является распространение видов с разорванными ареалами (*N. alpina*, *Tatriella*, *Lamprodrilus*, *Stylodrilus parvus*, *S. brachystylus*).

Ввиду молодости современной фауны олигохет Ладожского и Онежского озер эндемичные формы имеют ранг только подвида (*Tubufex kessleri kessleri*, *Lamprodrilus isoporus variabilis*, *L. achaetus palearcticus*, *Rhynchelmis granuensis onegensis*). Единичные виды олигохет, создавшие малочисленные популяции в приледниковых озерах, постепенно территориально разобщались, сохранившись до наших дней в виде реликтовых популяций с прерывистым ареалом. *Tatriella slovenica*, например, кроме Ладоги и Онеги обитает в Татрах, на Кольском полуострове и на территории Коми АССР. Виды рода *Lamprodrilus*, происходящие из Байкала и оз. Охрид, вследствие значительной изоляции дали новые подвиды в Ладожском и Онежском озерах, в Финляндии и Карелии.

Основная часть фауны олигохет Ладожского озера проникла в него из бассейна Днепра, который во время оледенения был связан с бассейнами Немана, Западной Двины и Великой (Шульман, 1958). В период отступления ледника значительная часть фауны бассейна Днепра проникла в водосборный бассейн Балтийского моря, а затем по Анциловому озеру и цепи пресных водоемов, сообщавшихся друг с другом, в Ладожское озеро и далее на север. В южной части водосборного бассейна Балтийского моря мы обнаруживаем значительное богатство представителей южных видов из родов *Potamothrix*, *Psammoryctides*, *Isochaetides* (не менее 20—22 видов); значительно меньше их в бассейнах Ладожского (6 видов) и Онежского (5 видов) озер.

Характер фауны олигохет Ладожского озера — высокая требовательность большинства ее видов к пресноводным условиям — подтверждает точку зрения Д. Д. Квасова (1975, 1986), отрицающего проникновение морских вод в Ладогу и в поздне-, и в послеледниковое время. В течение голоцена в фауне олигохет Ладоги постепенно увеличивалась доля элосоматид, наидид и тубифицид, преимущественно видов, широко распространенных в настоящее время. Стали появляться и теплолюбивые виды, которые расширили свои ареалы (*Potamothrix hammoniensis*, роды *Aulodrilus*, *Psammoryctides* и др.).

В последние столетия с появлением и развитием судоходства и созданием системы каналов усилился процесс проникновения в Ладогу по транспортным путям (вместе с судами) ряда видов олигохет южного происхождения, особенно поптокаспийцев (*Potamothrix*, *Psammoryctides*, *Isochaetides*). Это привело к изменению в озере пелофильных комплексов тубифицид; доминирующее положение стали занимать некоторые из пришедших транзитным путем,

прежде всего *Potamothrix hammoniensis*, *Isochaetides newaensis*.

Усиление антропогенных воздействий на экосистему Ладожского озера и его водосборную площадь повысило трофический статус водоема, изменило в нем скорости продукционно-деструкционных процессов. В результате изменилась структура сообществ олигохет: в их составе уменьшилось число видов (до одного-двух), стали доминировать *Limnodrilus hoffmeisteri*, *Tubifex tubifex*, реже — *Potamothrix hammoniensis*.

Глава 7

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ОЗЕРА

Проведенные в последние годы исследования геологического строения Приладожья, древних береговых линий и донных отложений Ладожского озера и путей формирования его фауны позволили гораздо более обоснованно судить о возникновении и развитии крупнейшего озера Европы.

Еще недавно считалось общепризнанным, что озерная котловина возникла в результате дифференцированных тектонических движений. Теперь же можно считать доказанным, что в Приладожье их почти не было начиная с венда. В рифее на месте современной Ладоги существовала грабен-синклиналь, возможно, занятая озерным бассейном, которая к началу венда была заполнена терригенными и вулканогенными отложениями. В дальнейшем на этой территории вплоть до начала четвертичного периода не было никаких признаков озер. Современная озерная котловина создана ледниковым выплыванием, которое удалило из нее значительную часть рифейских терригенных отложений, оставив на месте выходов вулканогенных пород Валаамский архипелаг и другие острова. Единственным типом движений, который оказывает существенное влияние на развитие Ладоги, является изостатическое поднятие под влиянием освобождения территории от ледниковой нагрузки.

В течение десятков лет обсуждался вопрос о проникновении в Ладожскую котловину вод позднечетвертичных морских бассейнов. Предполагалось, что в поздне- и послеледниковое время Ладога была частью Йольдиевого и Литоринового морей и через нее осуществлялось Беломорско-Балтийское морское соединение. Считалось также, что многие представители ладожской фауны являются прямыми потомками морских видов. Все эти предположения не подтвердились.

Теперь доказано, что соленые воды проникали в Ладогу единственный раз, когда во время последнего (микулинского) межледниковья существовало Мгинское море. На всем протяжении поздне- и послеледниковое времени в Ладожской котловине располагались пресноводные бассейны. В аллерёде, позднем дриасе и бореале Ладога соединялась проливами с пресными озерами, существовавшими западнее Карельского перешейка, а в пребореале и начиная с атлантического времени — была самостоятельным озером. Отдельные обломки морских диатомей, которые иногда находят в отложениях

Ладоги, переотложены из мгинских отложений. Фауна Ладожского озера происходит не из Балтийского или Белого морей, а из пресноводных водоемов, в частности из приледниковых озер и Анцилового озера, которое занимало Балтийскую котловину. Поздне- или послеледниковое Беломорско-Балтийского морского соединения не существовало.

Удалось также по-новому осветить историю Ладожской трансгрессии. До недавнего времени считалось, что она закончилась около 4 тыс. л. н. и тогда же образовалась р. Нева. Теперь ясно, что окончание трансгрессии и возникновение Невы датируются приблизительно 2 тыс. л. н. Сток из Ладоги первоначально осуществлялся через северную часть Карельского перешейка. Район порога стока испытывал изостатическое поднятие, а высотное положение южного Приладожья почти не менялось. Это привело к затоплению южных, юго-западных и юго-восточных берегов озера. Уровень достиг максимума (на южных берегах — 24—22 м) 3700 л. н., после чего снизился на несколько метров, чтобы вновь подняться, составив около 2 тыс. л. н. 14—15 м (на южных берегах). Перелив через водораздел между Мгой и Госпой привел в это время к образованию р. Невы.

Можно наметить 11 основных этапов истории озера.

1. В рифе образовалась Ладожская грабен-антиклиналь, в которой, возможно, существовало озеро. К концу рифея котловина была заполнена терригенными и вулканогенными отложениями и перестала существовать.

2. В раннем и среднем плейстоцене в результате ледникового выпахивания, удалившего часть рифейских терригенных отложений, возникла котловина, где существовали приледниковые озера. Отложений межледниковых озер здесь пока не найдено. Каждое последующее оледенение удаляло из котловины большую часть накопившихся ранее плейстоценовых отложений. Поэтому история озер, существовавших в Ладожской котловине, вероятно, никогда не будет полностью известна.

3. Во время последнего (микулинского) межледниковья в Ладожскую котловину проникали воды Мгинского моря.

4. Валдайские ледники удалили из Ладожской котловины большую часть образовавшихся ранее четвертичных (в том числе мгинских) отложений и продолжили выпахивание дочетвертичных отложений, сформировав основные черты современного рельефа дна и побережья озера.

5. К началу аллерёда край ледникового щита в пределах Ладожской котловины отступил на северо-северо-запад. В северной, глубоководной части котловины местами, возможно, до начала голоцена сохранились массивы мертвого льда, содержавшие большое количество моренного материала и поэтому не всплывавшего.

6. В самом начале аллерёда в южной и средней частях котловины образовался Ладожский плёс приледникового оз. Рамзая с уровнем (в районе устья Свири) 24 м, а затем — 15 м. В средней части котловины в результате изостатического поднятия береговые линии

оз. Рамзая находятся теперь на значительной высоте. Так, на северном склоне Центральной возвышенности Карельского перешейка они имеют абсолютные отметки около 65 и 50 м. Уровень оз. Рамзая определялся отметками порогов стока, находившихся на территории Эстонии. В озере отлагались ленточные глины.

7. Около 11,8 тыс. л. н. в северной Эстонии ледники отступили от возвышенности Пандивере, что привело к резкому падению уровня оз. Рамзая, остатки которого стали частью Балтийского Ледникового озера. Водный бассейн в Ладожской котловине был заливом этого озера, который сообщался с основной акваторией через пролив в северной части Карельского перешейка. В тектонически стабильных районах, в частности в юго-восточном Приладожье, уровень Балтийского Ледникового озера был на 25—30 м ниже современного уровня океана, поэтому южная часть дна современной Ладоги была тогда сушей. Северное же побережье Ладоги находилось гораздо ниже, чем теперь, и было затоплено. В Балтийском Ледниковом озере продолжали отлагаться ленточные глины.

8. 10,2 тыс. л. н. в средней Швеции ледники отступили от горы Биллинген, что привело к падению уровня Балтийского Ледникового озера на 26 м и превращению его в Йольдиевое море, воды которого имели крайне незначительную соленость. Ладожское озеро впервые стало самостоятельным. Его уровень определялся порогом стока в северной части Карельского перешейка, который находился тогда гораздо ниже, чем теперь. Северное побережье современной Ладоги было затоплено, на юге же была осушена гораздо большая часть дна, чем на всех предыдущих и последующих этапах истории озера. В нем отлагались гомогенные глины.

9. Изостатическое поднятие средней Швеции привело к тому, что около 9,5 тыс. л. н. морской пролив там исчез, а на его месте возникла р. Свеа. В результате Йольдиевое море превратилось в Анцилово озеро, уровень которого быстро повышался по мере поднятия порога стока в истоках р. Свеа. В результате в северной части Карельского перешейка вновь образовался пролив, а Ладога превратилась в залив Анцилового озера. Он затоплял не только северное, но и юго-восточное побережье современной Ладоги. В это время в глубоководной части Ладожской котловины началось отложение илов.

10. Около 8,4 тыс. л. н. уровень Анцилового озера достиг высоты Дарского порога (в районе о-ва Рюген). Перелив через порог и его размыв вызвал резкое падение уровня Анцилового озера на 12—14 м. Северная часть Карельского перешейка осушилась, и на месте пролива там возникла короткая, но многоводная река, впадавшая в Выборгский залив. Истоки ее находились в районе пос. Вещево (Хейниоки) и служили порогом стока Ладоги, окончательно ставшей самостоятельным озером. Первоначально часть дна южной части современной Ладоги была еще сушей. Изостатическое поднятие порога стока вызвало постепенное затопление южной части котловины. По радиоуглеродным, палинологическим и археологическим данным, наибольший уровень (около 21—22 м на южном побережье)

был достигнут 3,7 тыс. л. н. Затем по не совсем ясным пока причинам уровень снизился на несколько метров. Возможно, это объясняется размывом порога стока у пос. Венцево. После этого уровень вновь поднялся, достигнув около 2 тыс. л. н. абс. высоты 14—15 м (на южном побережье).

14. Поднятие уровня привело к переливу через водораздел между Мгой (впадавшей в Ладогу) и Тосной (впадавшей в Финский залив). В результате около 2 тыс. л. н. образовалась Нева, врезание которой привело к быстрому падению уровня Ладожского озера до отметок, близких современным.

Глава 8

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОЗЕРА И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

Ладожское озеро — замыкающий водоем крупной озерно-речной системы, принимающей сток с водосборного бассейна площадью 258,6 тыс. км². Любые изменения условий формирования воды в этой системе, как природного, так и антропогенного происхождения, отражаются в конечном итоге на качестве воды Ладожского озера. В силу относительно небольших скоростей изменений, происходивших на протяжении всей истории озера, экосистема успевала адаптироваться к новым условиям, поэтому перестройки видового состава и количественного соотношения гидробионтов носили в основном эволюционный характер. В результате этого сформировалась экосистема озера с высоким качеством воды: общая минерализация составляла 56 мг/л, т. е. была в два раза ниже байкальской.

За последние 25—30 лет качество ладожской воды заметно ухудшилось за счет интенсивного загрязнения и эвтрофирования. В результате сбросов сточных вод и хозяйственной деятельности на берегах озера и в его водосборном бассейне, осуществляемой без необходимых водоохранных мероприятий, в озеро поступают органические и минеральные взвеси, фенолы и нефтепродукты, биогенные элементы, соли литиосльфатного комплекса и тяжелые металлы, а также ядохимикаты.

Основными источниками загрязнения являются предприятия целлюлозно-бумажной и химической промышленности, цветной металлургии, коммунальное хозяйство, агропромышленные и животноводческие комплексы, водный транспорт. По данным государственного учета использования вод в бассейне Ладожского озера за год поступает 1,4 км³ сточных вод, в том числе 280 млн м³ неочищенных или недостаточно очищенных стоков. В местах сбросов отмечаются существенные превышения предельно допустимых концентраций, особенно по органическим и взвешенным веществам и нефтепродуктам.

Большое количество сточных вод, поступающих по р. Волхову, загрязняет Волховскую губу. Значительное количество загрязняющих веществ поступает в озеро со сточными водами городов и в резуль-

тате смыва с городских территорий (города Подпорожье, Сортавала, Лахденпохья и др.). Источник нефтяного загрязнения — водный транспорт, сбрасывающий до 10 тыс. т нефтесодержащих вод.

Ухудшение качества воды Ладожского озера, связанное с его загрязнением, усугубляется антропогенным эвтрофированием, обусловленным резко возросшим с середины 60-х годов поступлением в озеро биогенных веществ, прежде всего фосфора. Основными признаками современного эвтрофирования Ладожского озера является обильное «цветение» воды, охватывающее при «благоприятных» для него условиях значительную часть водной поверхности озера. При этом резко уменьшается прозрачность воды, меняются численность и видовой состав фитопланктона за счет уменьшения роли диатомовых и увеличения развития синезеленых водорослей. В 4—5 раз возрастает биомасса фитопланктона и концентрация органического вещества, разложение которого вызывает увеличение потребления растворенного кислорода и возникновение заморных зон. Случаи локального снижения содержания кислорода отмечаются начиная с 1981 г., на 20 % снизилась его среднегодовая концентрация.

В настоящее время около 40 % акватории озера подвергаются опасности сильного загрязнения в результате развития процессов эвтрофирования. Наибольшую опасность оно представляет для района устья р. Вуоксы, губ Петрокрепость, Волховская и Свирская, северо-восточного побережья и района о-ва Валаам. Здесь везде отмечается повышение бактериальной загрязненности, а при дальнейшем развитии эвтрофирования может возникнуть и токсическая опасность, связанная с развитием синезеленых водорослей и накоплением токсинов, выделяемых бактериями.

Основными источниками поступления фосфора, вызывающего эвтрофирование, являются промышленные и бытовые сточные воды. Фосфор поступает также по р. Волхову из оз. Ильмень. Кроме того, постоянно возрастающими источниками поступления фосфора становятся агропромышленные и животноводческие комплексы и птицефабрики, для которых отсутствует оптимальная технология утилизации их отходов.

Прогнозные расчеты потоков фосфора показывают, что при сохранении существующего положения дел с очисткой сточных вод поступление фосфора в Ладожское озеро возрастет к 2000 г. до 11 тыс. т в год, намного превысив критический уровень. Озеро необратимо перейдет в эвтрофное состояние со всеми неблагоприятными последствиями для состояния экосистемы и качества воды.

Таким образом, анализ современного состояния Ладожского озера свидетельствует о том, что в нем получили интенсивное развитие процессы загрязнения и эвтрофирования, которые могут привести к необратимым изменениям экосистемы и резкому ухудшению качества воды. Для улучшения состояния озера во всем бассейне необходимо осуществить комплексную систему природоохранных мероприятий, обеспечивающих действенную охрану и рациональное использование природных ресурсов.

Часть 2

ОНЕЖСКОЕ ОЗЕРО

Глава 1

ПРИРОДНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРА

Онежское озеро является вторым по площади озером Европы, занимая 9690 км². Вытянутое в меридиональном направлении, оно в центральной и южной частях представляет собой единую слабо расчлененную акваторию, а в северной — систему заливов-губ, крупнейшими из которых являются Заонежский и продолжающий его Повенецкий заливы, заливы Малое и Большое Онего и Кондопожская губа. При общей длине береговой линии (без учета береговой линии островов) 1810 км, на основную часть озера приходится 580 км, а 1230 км — на северные заливы и губы. В северной части озера имеется также много островов общей площадью 250 км². Средняя глубина озера — 30, наибольшая — 120 м. В северных заливах и губах отмечаются большие контрасты глубин, в то время как дно основной части озера относительно ровное. Объем водной массы — 292 км³.

С 1952 г. уровень Онежского озера поднят плотиной Верхне-Свирской ГЭС, до строительства которой, по данным наблюдений за 1883—1951 гг., средняя абсолютная отметка уровня составляла 32.77 м, а после строительства ГЭС (по данным за 1953—1974 гг.) увеличилась до 33.04 м. Высота подпора составляет, таким образом, 0.27 м. До строительства ГЭС наивысший уровень, отмеченный 14—28 июня 1924 г., составлял 33.77 м, а самый низкий — 7—8 октября 1940 г. — 32.24 м; после строительства — соответственно 33.74 м, зафиксированный 20 сентября 1961 г., и 32.42 м — 18 апреля 1960 г.

В течение года уровень Онежского озера меняется незначительно: до строительства ГЭС средняя разница между самым низким и самым высоким уровнем составляла 62 см, после строительства — 65 см. Таким образом, подпор не вызвал существенных изменений уровня и режима Онежского озера (Устинов, Рубушкова, 1977).

Водосборный бассейн Онежского озера имеет площадь 52 970 км². Сток наиболее многоводных притоков — Шуи, Суны и Водлы — зарегулирован озерами, находящимися в их водосборах. В южной части водосборного бассейна Онежского озера малых озер гораздо меньше. Вытекает из Онежского озера р. Свирь, впадающая в Ладожское озеро.

Приходную часть водного баланса озера, оцененного по данным наблюдения за 1932–1974 гг. (Устинов, Рубушкова, 1977), формируют приток рек и ручьев, доставляющих в озеро ежегодно в среднем 15,5 км³ воды, еще 5,2 км³ дают атмосферные осадки (слой осадков 539 мм); расходную часть — испарение с водной поверхности в размере 3,3 км³ (слой испарения 341 мм) и сток по р. Свири объемом 17,4 км³.

По термическому режиму Онежское озеро мало отличается от Ладожского. Здесь в глубинах озера также постоянно господствуют низкие температуры, а весеннее прогревание долго не распространяется на центральные районы озера, отделенные от прибрежных мелководий термическим баром, который исчезает только 20–25 июня. В июле температура поверхностных вод достигает 18–20°, а в наиболее теплые годы — 23–24°.

Воды Онежского озера имеют очень низкую минерализацию — 34–36 мг/л. В них преобладают гидрокарбонатные ионы и ионы кальция. В последние годы увеличилось поступление фосфора, азота, нефтепродуктов и отходов деревообрабатывающей и целлюлозно-бумажной промышленности.

Онежское озеро входило в состав Новгородской Руси, и через него проходили важные торговые пути. В настоящее время большая часть побережья находится в пределах Карельской АССР, а на юге — в Ленинградской и Вологодской областях. Озеро с другими бассейнами связано через Свирь, Беломорско-Балтийский канал и Волго-Балтийский водный путь. Акватория озера используется для интенсивного судоходства, рыболовства, побережье — для отдыха. Особенную известность в последние годы получил выдающийся памятник деревянной архитектуры Кижи.

Изучение истории Онежского озера позволяет судить о том, какие изменения его режима можно ожидать в будущем в случае изменений климата и при разных вариантах хозяйственной деятельности человека.

Глава 2

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ИСТОРИИ ОЗЕРА

В те времена, когда считалось, что морена отлагалась в море с плавающими айсбергами, Онежское озеро рассматривали как остаток этого моря. А. А. Иностранцев (1871) писал, что море занимало пространство между Онежским озером и Белым морем. В середине 70-х годов прошлого века стала общепризнанной ледниковая теория. Изменились также взгляды А. А. Иностранцева (1977), который теперь объяснял возникновение рельефа Прионезья и котловины Онежского озера ледниковым вынашиванием: с отступлением ледника в отрицательных формах ледникового рельефа возникали пресные озера.

Возврат к предположению о проникновении морских вод в Онежскую котловину произошел в последние годы XIX в., когда Г. Де Геер (De Geer, 1896) выдвинул точку зрения о существовании в доинци-

ловое время ледникового (Йольдиевого) моря. В. Рамзай (Ramsay, 1898, 1904), изучавший побережье Онежского озера, описал там террасу ледникового моря, через которое якобы осуществлялось Беломорско-Балтийское соединение. Впоследствии, однако, стадия ледникового моря была разделена на две стадии: Балтийского Ледникового озера и Йольдиевого моря (Ramsay, 1917). Те береговые линии на побережье Онежского озера, которые считались морскими, теперь рассматривались как берега пресноводных бассейнов.

Следующий этап исследований связан с изучением террас и приуроченных к ним неолитических стоянок. Б. Ф. Земляков (1935, 1936) показал, что северные берега Онежского озера испытали весьма значительное поднятие. В это время вновь обсуждался вопрос о проникновении в Онежскую котловину морских вод в позднеледниковое время (в аллерёде), когда якобы существовало так называемое I Йольдиевое море. Подробный анализ всех относящихся к этому вопросу материалов показал, что такого моря не существовало, и, следовательно, его воды не могли проникать в Онежскую котловину (Горецкий, 1949, 1951; Бискэ, 1959; Квасов и др., 1970).

В последние годы высказывались предположения о большой роли новейших тектонических движений в формировании рельефа Прионежья (Бискэ и др., 1971). Но изучение мезолитических и неолитических стоянок, приуроченных к террасам побережья Онежского озера (Панкрушев, 1966, 1984), показало, что в северном Прионежье происходило плавное изостатическое поднятие. Изучены также спорово-пыльцевые спектры террасовых отложений (Девятова, 1986).

Важные материалы получены также при изучении ценных отложений Онежского озера. Изучена их литология (Семенович, 1973; Курочкина, 1976), проведен спорово-пыльцевой (Хомутова, 1976) и диатомовой (Давыдова, 1976) анализы. Было установлено, что на всем протяжении своей поздней и послеледниковой истории Онежское озеро было глубоким пресным водоемом (Палеолимнология. . . , 1976); показано, что глубоководные впадины образовались только в начале голоцена — до этого они были заняты мертвым льдом (Давыдова, 1985). Была составлена также схема развития Онежского озера (Квасов, 1976). Результаты исследований, выполненных в последние годы, служат основой для суждения о происхождении Онежского озера и его эволюции и о возможных изменениях, которые можно ожидать в будущем.

Глава 3

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ОЗЕРНОЙ КОТЛОВИНЫ

Рельеф озерной котловины

Котловина Онежского озера во многом сходна с котловиной Ладоги. Обе они находятся на границе Фенно-Скандинавского кристаллического щита и Восточно-Европейской плиты. Рельеф северной и средней частей Онежской котловины во многом определяется

особенностями структуры кристаллических пород. Ориентированные в направлении северо-северо-запад—юго-юго-восток, тектонические нарушения, выраженные в кристаллическом фундаменте, предопределяют значительную расчлененность рельефа и соответствующую ориентировку его форм. Именно такую обстановку иллюстрирует собой север Онежского озера, где местами наблюдается шхерный тип берегов. Крупные заливы и губы ориентированы обычно в указанном направлении (СЗ—ЮЮВ), как например заливы Большое Онего (с губами Кондопожской, Большой Лижешской и Уницкой) и Повенецкий (с губами Святуха, Большая, Шуньга). Северная часть котловины озера отличается резко пересеченным рельефом дна, где вытянутые мели чередуются с ложбинами глубиной до 100 м. В пределах губ наибольшие глубины тяготеют к восточным берегам; крутизна склонов достигает 8—20° и более.

В северной и средней частях котловины выделяются следующие морфогенетические типы донного рельефа: денудационно-грядовый, слабохолмистая равнина озерно-ледниковой и озерной аккумуляции, равнина водно-динамической и терригенной аккумуляции, находящиеся на глубинах менее 20 м (Венус и др., 1966).

Дно южной части озера характеризуется относительно меньшими глубинами и слабо расчлененным рельефом. Крутизна склонов котловины здесь резко различается: наибольшие уклоны характеризуют западное побережье, меньше они у восточного берега и совсем небольшие на юге. Для юго-восточного побережья характерно наличие широких дугообразных бухт.

Возникновение озерной котловины

Начиная с конца палеозоя на границе Фенно-Скандинавского кристаллического щита и Восточно-Европейской плиты происходила денудация (эрозионный размыв). В дочетвертичное время южное Прионежье было расчленено сетью узких каптообразных долин, тальвеги которых нередко имеют отрицательные отметки (Квасов, 1975). Наконец, в четвертичное время в Прионежье происходило ледниковое выпахивание.

Как отмечал еще А. А. Иностранцев (1877), ледники создали депрессии там, где на пути их движения находились менее устойчивые породы. В результате геологические структуры, возникшие в отдаленном геологическом прошлом, получили выражение в рельефе. Северная часть Онежской котловины возникла на месте Онежской раннепротерозойской мульды — наиболее крупной из наложенных структур карелид (Кратц, 1963). Ее заполняют осадочные породы онежской серии — кварциты, доломиты, сланцы, шунгиты и др. Они прорваны интрузиями диабазов и габбро-диабазов. Осадочные породы смяты в пологие складки, оси которых ориентированы в направлении СЗ—ЮЮВ. В этом же направлении двигался ледник, который глубоко выпахал те места, где были распространены осадочные породы. Так, Повенецкий и Заонежский заливы образовались в местах выходов доломитов, сланцев и квар-

цитопесчаников, а ограничивающий их с юго-востока Заонежский полуостров сложен диабазами и габбро-диабазами.

Юго-западная часть Онежской котловины приурочена к восточному крылу Западно-Онежской протерозойской синеклизы, сложенной породами венсия — свитами песчаников и кварцитопесчаников и прорывающими их пластовыми интрузиями диабазов. Над современной котловиной Онежского озера покров диабазов, поднимавшийся достаточно высоко на восточном крыле синеклизы, был прорван денудацией (Экман, 1972). Это создало условия для размыва кварцитопесчаников и песчаников. В результате образовался довольно крутой (тина куэстового уступа) восточный склон Шокшинской гряды.

Юго-восточная часть Онежской котловины находится в области распространения верхневендских и верхнедевонских глин и песчаников, слои которых залегают почти горизонтально (с очень небольшим наклоном к юго-востоку). С юго-востока этот район ограничен куэстовым уступом, сложенным карбоновыми известняками.

Основные черты современного рельефа Прионежья были созданы в четвертичное время. Во время оледенений через Онежскую муьду и далее на юго-юго-восток двигались ледники Онежско-Белозерской донасти Скандинавского ледникового щита. Ледники удаляли из котловины как относительно менее устойчивые дочетвертичные породы, так и накопившиеся ранее ледниковые и межледниковые отложения.

Развитие котловины во время микулинского межледниковья

Во время последнего (микулинского) межледниковья в Онежскую котловину с севера проникали воды бореального (Мгинского) моря. Его отложения были обнаружены в г. Петрозаводске (Волосович, 1908), а позднее найдены также в районе г. Нудожка, на р. Оште, у пос. Вытегра. Во время валдайского оледенения почти все межледниковые морские отложения были удалены из Онежской котловины, что исключает возможность судить о пределах распространения межледникового моря. Не ясно даже, соединялись ли между собой бассейны, существовавшие в Онежской и Ладожской котловинах. Теперь доказано, что позднеледниковое Беломорско-Балтийского морского соединения не существовало, но его, возможно, не было и в межледниковое время.

Позднеледниковая история озерной котловины

Онежская котловина начала освобождаться ото льда, когда отступали ледники лужской стадии, т. е. около 13 тыс. л. н. В первую очередь освободился район верховьев р. Вытегры, где образовалось Южно-Онежское приледниковое озеро, которое первоначально было частью Верхне-Волжской системы приледниковых озер с уровнем 130 м (Квасов, 1975, 1976). Водораздел Онежского и Белого озер (его высота до строительства каналов — 120 м)

в это время находился под водой, и прямо на нем отлагались ленточные глины (Яковлев, 1928).

В ходе дальнейшего отступления ледников освободилась долина Ошта—Тукша—Оять, и Южно-Онежское приледниковое озеро получило через нее сток на юго-запад, в результате чего его уровень снизился до 100 м. Озеро постепенно увеличивалось: на западе Онежской котловины оно простиралось до Кондопожской губы и занимало также шуйскую депрессию, а на востоке — Водлинскую низину. Террасы Южно-Онежского приледникового озера хорошо заметны на территории г. Петрозаводска.

Южно-Онежское озеро могло иметь огромный водосборный бассейн. Через Онежско-Белозерский водораздел в него, вероятно, поступал сток из Верхне-Волжской системы озер, уровень которых снизился до 120 м (Квасов, 1975, 1976). В дальнейшем образовалась долина прорыва в районе г. Шлёса и на месте озер возникла речная сеть водосборного бассейна Верхней Волги. Через водораздел рек Водлы и Онеги в Южно-Онежское озеро поступал также сток из системы приледниковых озер, находившихся в водосборных бассейнах рек Онеги, Сев. Двины, Мезени и Печоры (Kvasov, 1979). В этом районе юго-западное направление стока сменилось северным, когда образовался промежуток между Скандинавским и Баренцовым ледниковыми щитами.

После отступления ледников из юго-восточного Приладожья Онежское озеро получило новый, гораздо более низкий порог стока по долине р. Свири. Уровень в южной части котловины последовательно снижался со 100 до 75, 55 и 45 м, а потом и до значений, близких к современным (Порывкин, 1960).

Вскоре ото льда освободилась вся Онежская котловина. Ее северная часть была в то время опущена под влиянием ледниковой нагрузки. Весьма вероятно, что, когда край ледника находился в районе Сегозера, оно было заливом Онежского озера. После дальнейшего отступления ледников Сегозеро получило сток в Выгозеро и далее в Беломорское приледниковое озеро. Онежское озеро получило низкий порог стока на водоразделе с Сегозером. Современная отметка водораздела — 117 м, тогда же он был примерно на 100 м ниже. В результате на короткое время сток из Онежского озера приобрел северное направление, а уровень озера снизился (Квасов, 1976).

Изостатическое поднятие порога стока уже в послеледниковое время привело к тому, что уровень Онежского озера поднялся вновь, а сток по р. Свири возобновился. В дальнейшем северное Прионежье продолжало осушаться: поднятие продолжается и в настоящее время. Южное же Прионежье развивается в течение всего голоцена в условиях почти постоянного уровня озера.

Геоморфология береговой зоны

На склонах Онежской котловины во многих местах наблюдаются лестницы террас. На юге и севере они имеют разное происхождение. В районе р. Вытегры были отмечены береговые образования Южно-Онежского приледникового озера на отметках 100, 75, 55 и 45 м (Порывкин, 1960). Два нижних террасовых уровня описаны также на побережье Шелтозерской губы в юго-западном Прионежье (Девятова, 1984). Одна из описанных Э. Н. Девятовой террас полого наклонена в сторону озера и имеет отметку тылового шва 55,5, а бровки — 50,5 м при ширине террасы от 100 м до километра. Более низкая терраса встречается почти повсеместно на склонах южной части котловины. Вблизи Шелтозера ее тыловой шов имеет отметку около 47 м, а бровка — около 39 м при ширине террасы в пределах 150—850 м. Поверхность ее покрыта песками мощностью более 2 м и заметно изменена эоловыми процессами, проявлению которых способствовал сухой климат позднеледникового времени. Другие террасы района Шелтозера только на 3—4 м выше современного уровня Онежского озера; они образовались в голоцене.

На о-ве Суйсарь (окрестности г. Петрозаводска) выявлена абразионно-аккумулятивная терраса с отметками более 55 м. На поверхности террасы, наклоненной в сторону берега, много валунного материала. Это свидетельствует о том, что терраса формировалась, вероятно, вблизи края ледника. В районе о-ва Суйсарь происходило изостатическое поднятие, поэтому терраса с отметками 55 м может соответствовать более низкой террасе в южной части котловины.

На севере Онежской котловины террасовые поверхности, отметки которых в период образования были близки к современному уровню Онежского озера, подняты теперь изостатическими движениями на значительную высоту. В районе г. Медвежьегорска самая высокая терраса имеет отметку 95 м, а расположенные ниже береговые образования — 85, 66, 55 и 44 м. Г. С. Бисюк (Бисюк и др., 1971) отмечала, что на севере озера контакт морены с озерными осадками находится на отметке 125 м, а по направлению к югу верхняя граница озерных террас становится все ниже и ниже.

На юге и юго-востоке береговые линии древнего Онежского озера, образовавшегося после спада вод Южно-Онежского приледникового озера, находятся вблизи современного уреза воды. На это указывает тот факт, что неолитические наскальные изображения на мысу Бесов Нос (южнее устья р. Водлы) находятся на самом берегу и омываются волнами. Далее на юг оз. Муромское и многие другие озера-лагуны отчленены от основной акватории озера низкими пересыпями-косами, на поверхности которых местами образовались дюны. В основании кос и на подводном склоне озера

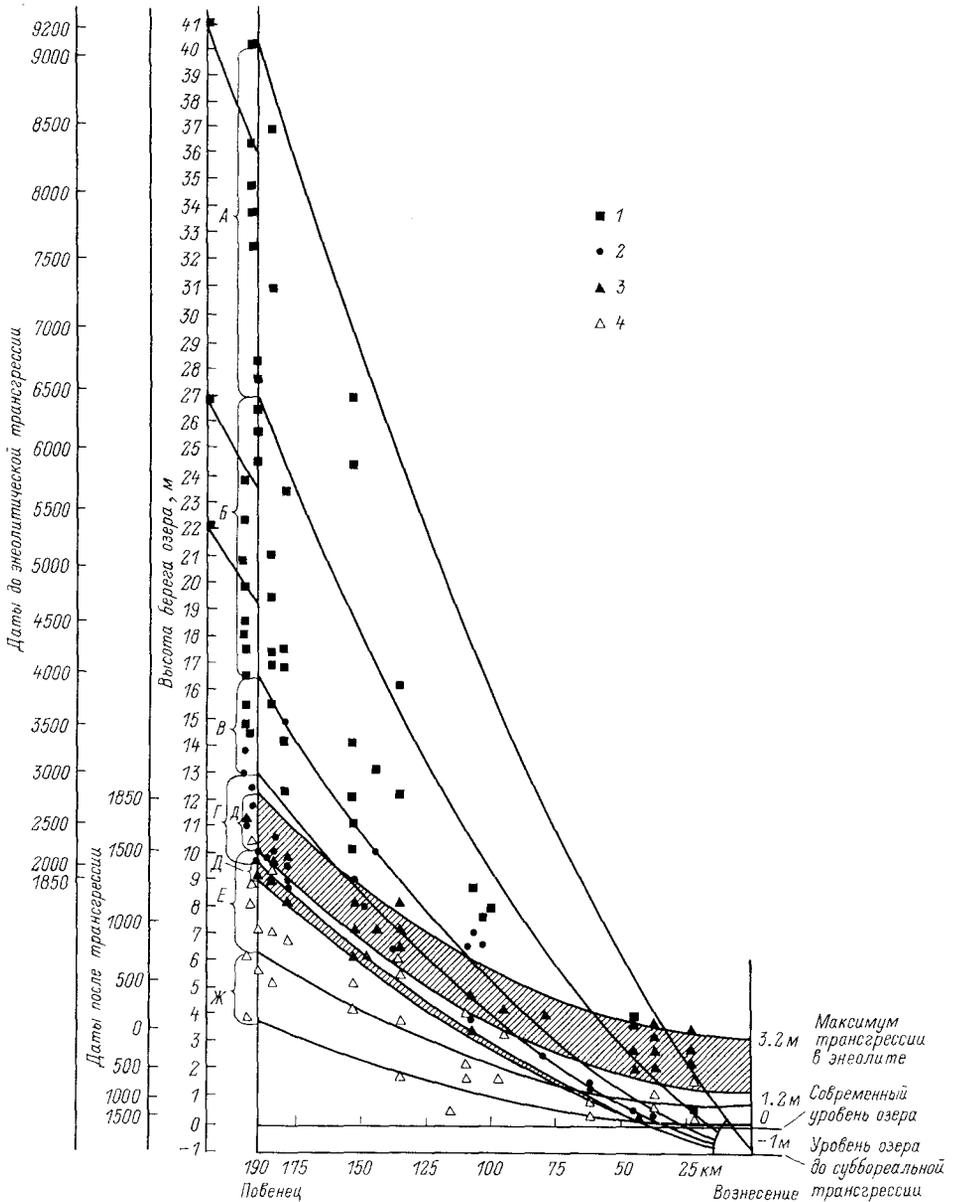


Рис. 20. Спектр высот древних береговых линий Онежского озера и приуроченных к ним археологических стоянок (по Г. А. Панкрушеву).

Стоянки: 1 - мезолит; 2 - неолит; 3 - ранний энеолит; 4 - поздний энеолит, бронзовый век и начало железного века.
 Зоны стоянок: А - ранний мезолит; Б - поздний мезолит; В - ранний неолит; Г - развитый неолит; Д - начальный этап энеолита; Д₁ - ранний энеолит; Е - поздний энеолит (культура асбестовой керамики); Ж - бронзовый век и начало железного века.

известны многочисленные скопления погрешенной древесины, пни и целые древесные стволы. Это свидетельствует о том, что в отдельные периоды голоцена уровень Онежского озера стоял несколько ниже, чем теперь.

Данные о высотном положении древних береговых линий обобщены с помощью дистанционной диаграммы (рис. 20), ориентированной в направлении, перпендикулярном к ходу изобаз изостатического поднятия (ССЗ-ЮЮВ).

Геохронология и палинология отложений озерных террас

Палинологическое и геохронологическое изучение отложений древнеозерных террас на побережье Онежского озера пока еще не обеспечивают надежную корреляцию береговых линий по всему периметру водоема. Палинологические исследования локализованы в пунктах нахождения археологических памятников, а имеющиеся радиоуглеродные датировки получены преимущественно по органическому материалу в разрезах древних стоянок (Девятова, 1984, 1986). Эти данные послужили для составления предлагаемого ниже обзора.

Положение, наиболее близкое к центру изостатического поднятия Фенноскандии, занимает глубоко вдающийся в сушу Повенецкий залив, где в районе Оровнаволока изучена серия из шести террас, каждая из которых осложнена разным числом дополнительных уровней. Две верхние (шестая и пятая) террасы сложены ленточными глинами и алевроитовыми песками и по своей геоморфологической позиции соотношены соответственно с поздним дриасом и пребореалом.

Спорово-пыльцевые комплексы выделены в осадках четвертой террасы (абс. высота 48—53 м), которая в нижней части разреза сложена пылеватыми (алевроитовыми) светло-бежевыми горизонтально-слоистыми песками, а верхняя — мелкозернистыми бежевыми песками с примесью средне- и грубозернистого песка, мелкого гравия и гальки. Содержание пыльцы в этих осадках невелико. В качестве ведущего компонента в нижней части разреза выступает пыльца сосны, содержание которой колеблется от 35 до 90 %, и березы — от 10 до 55 % с неизменной примесью пыльцы ее карликовой формы и небольшой (от 1 до 15 %) примесью ели. Преобладание верескоцветных или злаков в составе травянистых и кустарничков согласуется с доминирующей ролью сосны. На границе между нижней и верхней частями разреза аккумулятивного чехла террасы осадки также содержат незначительное количество пыльцы. Наиболее заметной особенностью осадков верхней части разреза является постоянная примесь пыльцы ели (до 10—30 %). Такой характер спорово-пыльцевых комплексов дает основание считать время образования аккумулятивного чехла и, следовательно, формирования четвертой террасы бореальным.

Палинология бореальных отложений изучалась и в расположенном на севере Онеги, но несколько южнее Оровнаволока районе

Негрема-Палайгуба. В средней ступени четвертой террасы вскрыты осадки раннего бореала, критерием для выделения которых послужило сравнительно малое количество пыльцы, в чьем составе преобладает пыльца сосны и березы (с участием карликовой березы). Отмечено относительное обилие пыльцы травянистых растений (главным образом полыни) и кустарничков. В осадках нижней ступени четвертой террасы пыльцы гораздо больше. В ее составе при господстве сосны постоянна примесь ели, а в грунне трав и кустарничков — верескоцветных, злаков и разнотравья; эпизодически отмечается пыльца лещины. Совокупность этих особенностей позволила отнести время формирования нижней ступени четвертой террасы к позднему бореалу.

Отложения аккумулятивного чехла расположенной ниже третьей террасы, находящейся в районе Оровнаволока в интервале высот 44—47 м, характеризуются обилием пыльцы. Здесь в ее составе постоянна примесь пыльцы древесных широколиственных пород (дуба, липы, вяза, лещины), а также хмеля и богатого в видовом отношении лесного разнотравья. Обилие пыльцы березы и преобладание вяза среди широколиственных в отложениях верхней ступени террасы позволяют отнести время ее формирования к первой половине атлантического периода, а отложения, в которых преобладает пыльца сосны и ели, — ко второй его половине.

Для отложений третьей террасы района Негрема-Палайгуба (нижняя и средняя ступени) получена серия радиоуглеродных датировок в интервале 4200—6500 л. н. В районе стоянки Негрема-1, расположенной на нижней ступени террасы, высокая насыщенность пыльцой отмечается непосредственно в поверхностном слое отложений. На фоне большого количества пыльцы сосны наблюдается пик ели (до 25 %) — основной признак для датировки осадков концом атлантического — началом суббореального времени.

Крайнее юго-западное положение в числе исследованных районов занимает участок развития третьей террасы в окрестностях Шелтозера. В отложениях, залегающих непосредственно на поверхности культурного слоя на верхней ступени этой террасы, преобладает пыльца сосны (около 70 %) и ели (до 25 %), отмечается также примесь пыльцы широколиственных пород (до 8 %).

Нижний уровень третьей террасы в интервале отметок 36,5—37 м характеризуется чередованием маломощных дерново-гумусовых горизонтов и реликтовых почв с желтыми, светло-бежевыми и серыми мелкозернистыми песками. На стоянке Шелтозеро-Х1 верхним горизонтам соответствует культурный слой, для которого имеются радиоуглеродные датировки 5960 ± 70 л. н. (ГА-1313) и 6480 ± 70 л. н. (ГА-1312). По данным спорово-пыльцевого анализа верхняя часть разреза относится к середине и второй половине атлантического времени; характерно высокое содержание пыльцы широколиственных пород (до 40 %) и лещины (до 41 %), присутствует также пыльца лещиновидницы (до 10 %).

Вторая терраса побережья Повенецкого залива (в районе Оровнаволока) сложена осадками второй половины атлантического вре-

мени. В них на фоне преобладания пыльцы ели много пыльцы сосны и встречается пыльца широколиственных пород и лещины, но в меньших количествах, чем в начале атлантического времени.

На юго-востоке Онежской котловины отложения второй террасы изучались в районе Шелтозера. Состав пыльцы здесь свидетельствует о ее суббореальном возрасте. Характерно большое количество пыльцы ели (до 40 %), которая достигла в это время наибольшего распространения; присутствует и пыльца широколиственных пород.

Возраст береговых образований по археологическим данным

На берегах Онежского озера к настоящему времени установлено 588 стоянок первобытного человека. Раскопки были проведены в пределах 220 стоянок, из которых 72 относятся к мезолиту, 65 — к неолиту, 37 — к энеолиту, 14 — к эпохам бронзы и раннего железа и 6 — к раннему средневековью; 39 стоянок содержат смешанный инвентарь разных эпох (Панкрушев, 1978, 1984).

Внимание археологов давно привлекала связь между возрастом древних поселений на берегах Онежского озера и высотой их расположения над современным урезом воды (рис. 20). Теперь, когда открыты и изучены сотни стоянок, стало ясно, что наиболее высокие террасы заняты стоянками эпохи мезолита, ниже расположены неолитические памятники, еще ниже — памятники позднего энеолита, затем — бронзового века и начала железного века. Высота стоянок каждой временной группы над современным урезом воды плавно возрастает в направлении от южных к северным берегам озера. На южном побережье (к югу от истока р. Свири и устья р. Андомы) все древние поселения затоплены и размыты, чуть севернее (от Вознесенья до Рыбреки и от устья Андомы до Муромского озера) стоянки находятся на минимальной (до 1 м) высоте над современным урезом воды. Далее к северу высота стоянок постепенно возрастает. У Повенца памятники эпохи мезолита расположены на высоте от 14 до 40 м, неолита — от 9.6 до 16.6 м, позднего энеолита, бронзового века и начала железного века — от 3.6 до 10.2 м (здесь и далее все высоты стоянок над современным уровнем озера). Только энеолитические стоянки на всем протяжении берегов Онежского озера находятся на 2—5 м выше того уровня, который они занимали бы при условии плавного и постепенного поднятия. Это свидетельствует о том, что в суббореале происходила трансгрессия, приведшая к затоплению всех более ранних стоянок в южной части озера и позднэнеолитических стоянок — в северной. Высота энеолитических стоянок над современным урезом воды плавно возрастает от 1.2—2.3 м на юге озера до 9.0—12.2 м у Повенца.

Наиболее ранняя группа мезолитических памятников (15 стоянок) найдена в долине р. Повенчанки, в 1.5—2.5 км к северо-востоку от Повенца (Повенчанка I—XV). Все памятники этой группы расположены на озерных террасах высотой от 26 до 40 м. Следующая группа (31 стоянка) находится в 6—10 км к юго-востоку от Повенца

(Черная губа I—XXIII, Мьянь-гора I—VIII). В ней представлены стоянки от мезолита до поздней бронзы. Диапазон их высот колеблется от 5 до 37 м. Высоты памятников мезолита варьируют от 15.5 до 37 м. Далее к юго-востоку, в 12—17 км от Новенца, на п-ове Оровнаволоок найдены и частично исследованы 42 памятника всех эпох. Стоянки занимают ровные террасы, на поверхности которых сохранились береговые валы. Высота стоянок варьирует от 0.6 до 23 м. Еще дальше к юго-востоку, в 40—48 км от Новенца, на п-ове Западная Челмужская коса открыты 23 стоянки на высотах от 4 до 20 м. Самые ранние из них — мезолитические, наиболее поздние — бронзового века.

Аналогичные группы памятников имеются также на западных берегах Онежского озера: в Улицкой губе близ д. Пегрема — 36 стоянок, в низовье р. Суны у пос. Сунский — 20, у Петрозаводской губы и оз. Логозера (у пос. Соломенное) — 30. Разница высот расположения этих групп памятников, находящихся южнее предыдущих, намного меньше, чем у северных, что особенно заметно в самой южной из упомянутых групп — Соломенской. Например, неолитические стоянки в ней занимают высоты от 3.5 до 6.6 м (у Новенца — от 9.6 до 16.5 м).

На южном побережье Онежского озера известны три большие группы памятников: на юго-западном берегу у с. Шелтозеро — 41, на восточном — у д. Бесов Пос близ устья р. Черной — 38, на берегах р. Муромки и Муромского озера — 24. Диапазон высот стоянок у этих групп очень небольшой — от 0 до 3.8 м. В самой южной группе — муромской — стоянки мезолита, неолита и начала железного века находятся на высоте 0.3—0.7 м над современным уровнем Онежского озера. Только энеолитические стоянки приподняты над урезом воды до 1.2—3.2 м и отстоят от берега на десятках метров.

Значительный интерес представляют найденные на берегах южной части озера стоянки, погребенные под песчаными береговыми валами на глубине до 2 м. В ряде случаев такие места заселялись вторично, образуя двуслойные памятники, в которых нижний культурный слой отделен прослойкой песка от более позднего — верхнего: Бесов Пос-VI, Кладовец-VIII, Вига́й-наволоок-I, Шелтозеро-IV и некоторые другие. Нижний слой таких стоянок мезолитический или неолитический, а верхний — энеолитический. Эти стоянки являются особенно убедительными доказательствами суббореальной (энеолитической) трансгрессии Онежского озера. Других же более или менее заметных колебаний его уровня в голоцене археологические данные не подтверждают.

Наиболее ранние мезолитические стоянки относятся к первой половине IX тысячелетия до н. э. (11—10.5 тыс. л. н.). Для этой эпохи характерны орудия из сланца, кварца и кремня. Среди орудий — небольшие массивные сланцевые топоры и тесла без шлифовки, с заточенными лезвиями, сланцевые долота и стамески, кварцевые и кремневые скребки, резцы, пойки, наконечники стрел, копий и дротиков, долотовидные орудия.

Мезолит сменился неолитом на грани V и IV тысячелетий до

п. э. (около 6 тыс. л. н.). Каменный инвентарь к этому времени претерпел значительные изменения, повысилась качество обработки изделий (с помощью шлифования, пиления, сверления), они стали более разнообразны. Наличие двух резко отличающихся друг от друга типов керамики (сперринге и ямочно-зубчатая) свидетельствует о двух этнических общностях, населявших Карелию в эту эпоху. Для поселений с керамикой сперринге характерен инвентарь из местных пород камня: сланца, кварца, шифера; для поселений с ямочно-зубчатой керамикой — преобладание кремневых изделий, особенно на ранних стоянках. В позднем неолите процессы консолидации сгладили эти различия.

Энеолитическая эпоха началась в Карелии на грани III—II тысячелетия до н. э. (около 4 тыс. л. н.) и закончилась в первой четверти I тысячелетия до н. э. (3,0—2,8 тыс. л. н.). Для этого времени характерно начало изготовления и применения медных изделий, хотя каменные орудия еще преобладали. Для начального периода энеолита характерно широкое применение ромбо-ямочной керамики; в конце энеолита ее сменила асбестовая керамика. Самые ранние стоянки энеолита расположены ниже неолитических памятников. Основная же, более поздняя, часть поселений этой эпохи находится выше стоянок более древних эпох, а на севере озера имеет ту же высоту, что и неолитические стоянки.

Ниже энеолитических стоянок расположены поселения бронзового века и начала железного века, которые датируются VII веком до н. э.—V веком н. э. (2700—1500 л. н.). В их культурных слоях найдены разнообразные типы керамики и другого инвентаря, что свидетельствует об этнической неоднородности населения. Местным типом керамики остается видоизмененная (плоскодонная) асбестовая. Наряду с ней встречено много керамики других типов: сетчатой, штрихованной, гладкой, позднекаргопольской, апаноинской.

Таким образом, археологические данные позволяют существенно уточнить возраст древних береговых образований и судить о колебании уровня Онежского озера и изостатическом поднятии северного Прионежья.

Глава 5

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Общая характеристика донных отложений

Сведения о стратиграфии донных отложений Онежского озера были получены в 1964—1972 гг. в ходе работ экспедиции Института озероведения АН СССР (Семенович, 1973; Курочкина, 1976; Венус и др., 1966). На дне озера залегают позднеледниковые и раннеголоценовые ленточные и неслоистые глины, которые перекрыты алевритоглинистыми, алевритовыми и песчаными отложениями средне- и позднеголоценового возраста (рис. 21). Толща

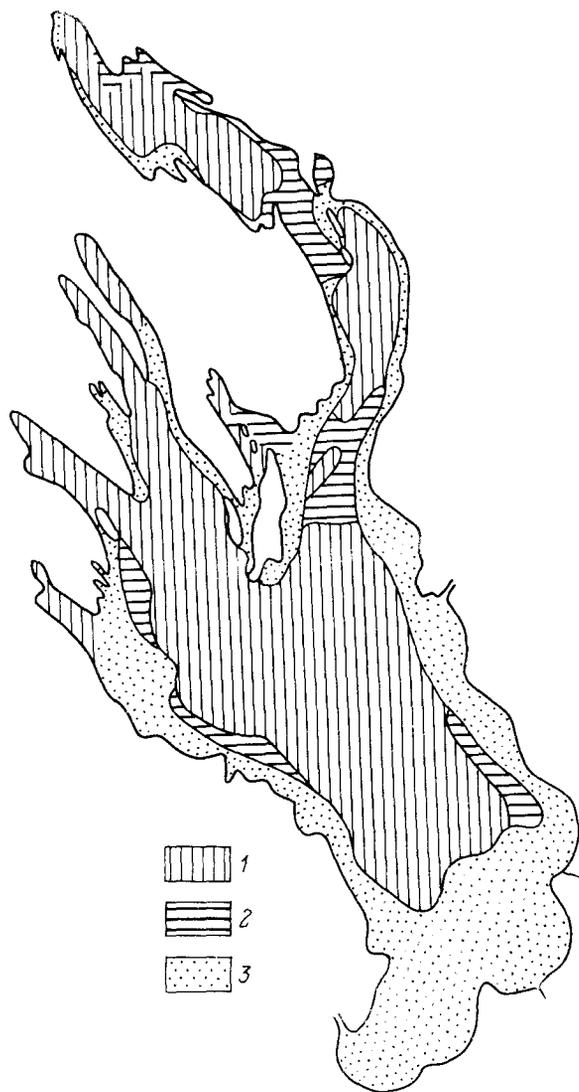


Рис. 21. Распределение донных отложений Онежского озера (Семенович, 1973).

1 - алевроит-пелитовые и пелит-алевритовые илы; 2 - алевроитовые илы; 3 - грубозернистые осадки (пески, гравий, галька).

озерно-ледниковых и озерных отложений обычно подстилается моренными отложениями.

В северной, глубоководной части Онежского озера (в губах, в Малом Онего, в Повенецком заливе), где рельеф дна носит денудационно-грядовый характер, на гребнях гряд иногда полностью отсутствуют четвертичные отложения и обнажаются породы кристаллического фундамента. В депрессиях между грядами общая

мощность позднелейстоценовых и голоценовых отложений достигает 20 м, при этом максимальная мощность илов — 3 м. От центральной к южной части озера слабохолмистый рельеф дна сменяется плоским. На юге мощность ленточных глин возрастает, по данным геоакустического зондирования, до 20 м и более; одновременно мощность голоценовых озерных осадков уменьшается до нескольких сантиметров, а местами — до нуля.

В южной части озера наиболее распространены пески различной крупности, иногда заиленные или с примесью гравия. Пески встречаются и в других районах озера вблизи берегов. Валунно-галечные отложения наблюдаются на отдельных прибрежных участках, преимущественно в северной части озера, где берега сложены кристаллическими породами, выходящими к урезу воды. Основная часть дна озера (глубоководная область Центрального Онего, Большое Онего с примыкающими к нему губами и заливами, Новенецкий залив) покрыта тонкими алевритоглинистыми отложениями — илами.

Толща ленточных глин обычно бежевого, бежево-серого или серого цвета сформировалась в позднеледниковое время. Мощность пары слоев — лент — уменьшается от 15—20 мм в нижней части разреза до 1—2 мм в верхней. По гранулометрическому составу глины преимущественно пелитовые. Минеральный состав глинистой фракции ленточных глин (так же как и однородных глин и илов) имеет следующий набор основных компонентов: гидрослюда, каолинит, хлорит, полевые шпаты, кварц. Кроме того, присутствуют хлорит-монтморилонитовые (вермикулитовые) образования. Ленточные глины обеднены органическим веществом.

Вверх по разрезу ленточные глины постепенно сменяются неслоистыми (однородными) глинами раннеголоценового возраста мощностью от 10—20 см до 2,5—3 м. Обычно мягкие, вязкие, они часто имеют черные гидротроилитовые прослой; если глины выходят на поверхность дна, то в окислительных условиях в верхних горизонтах прослой приобретают буровато-охристую окраску. Минеральный состав однородных глин аналогичен минеральному составу ленточных глин. Но в однородных глинах возрастает содержание органического вещества и биогенных элементов.

Однородные глины перекрывают средне- и позднеголоценовыми илами, имеющими жидкую, полужидкую или мягкую консистенцию. Структура илов обычно комковатая, «творожистая». Окраска верхней части илов изменяется от охристой, желто-коричневой до зеленовато-бурой, а нижней — от зеленовато-серой до серой (та же картина наблюдается в илах Ладожского озера), характерны черные гидротроилитовые прослой; по гранулометрическому составу илы в основном алеврит-пелитовые и пелит-алевритовые. Набор глинистых и обломочных минералов тот же, что и в глинах. В илах в несколько раз возрастает содержание органического вещества, количество которого растет вверх по разрезу. Наибольшая мощность иловых отложений отмечена в Илем-губе — более 3 м, в Малом Онего она составляет 1,4—2,5 м, в Новенецком заливе — 0,8—

1.6 м, в центральной части озера — от нескольких сантиметров до 0.9 м. На контакте илов и глин местами отмечается песчано-алевритовая прослойка небольшой мощности (несколько сантиметров).

Стратиграфия озерных отложений по палинологическим данным

Работы по спорово-пыльцевому анализу отложений Онежского озера были начаты в 60-х годах (Абрамова, 1967, 1969; Абрамова, Хомутова, 1973). К настоящему времени изучено 6 колонок длиной 5 м и 21 колонка длиной до 1 м (Хомутова, 1972, 1976, 1977). Исследовались также берега на побережье Онежского озера, возникшие на месте его заливов (Елина, 1981; Yelina, Khomutova, 1987) (рис. 22).

При сравнении спорово-пыльцевых диаграмм из озерных и береговых разрезов удалось выявить несоответствие некоторых характеристик их спектров. В позднеледниковье в береговых разрезах всегда доминируют споры зеленых мхов, а в донных отложениях их гораздо меньше. В суббореальное время содержание пыльцы ели достигает 70 % в озерных осадках, но только 35—40 % — в отложениях болот. В спектрах озерных отложений местные растительные ассоциации побережья (болота, луга) отражены весьма слабо; этим объясняется незначительное присутствие пыльцы мелколиственных пород (*Salix*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Alnus*) и разнотравья. Спектры береговых разрезов дают значительно больше информации не только о региональной, но и о локальной растительности. Здесь широко представлены пыльца травянистых растений разной экологии, разнообразен состав спор.

Данные спорово-пыльцевого анализа позволили произвести стратиграфическое расчленение колонок донных отложений и береговых разрезов (рис. 23). В среднем и позднем дриасе в колонках отмечается абсолютное господство пыльцы травянистых растений и *Betula nana* (рис. 24, см. вкладку). Содержание пыльцы древесных пород незначительно. В составе пыльцы травянистых растений господствуют *Artemisia* и *Chenopodiaceae*; как правило, отмечается пыльца типичного ксерофита *Ephedra*. Постоянно присутствует также пыльца и споры тундровых, арктических и арктоальпийских видов: *Lycopodium apressum*, *L. pungens*, *Botrychium boreale*.

Осадки аллерёда встречены во многих разрезах. В общем составе спектров доминирует пыльца древесных пород (60—80 %), в основном *Pinus sylvestris* и *Picea abies*, однако участие пыльцы травянистых растений еще велико (15—40 %), споры составляют 5—15 %. Среди травянистых растений доминируют *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, довольно много *Cyperaceae*. Несколько сокращается участие в спектрах пыльцы и спор, характерных для перигляциальной флоры, однако в небольшом количестве они присутствуют (*Lycopodium alpinum*, *L. apressum*, *Botrychium boreale*, *Selaginella selaginoides*).

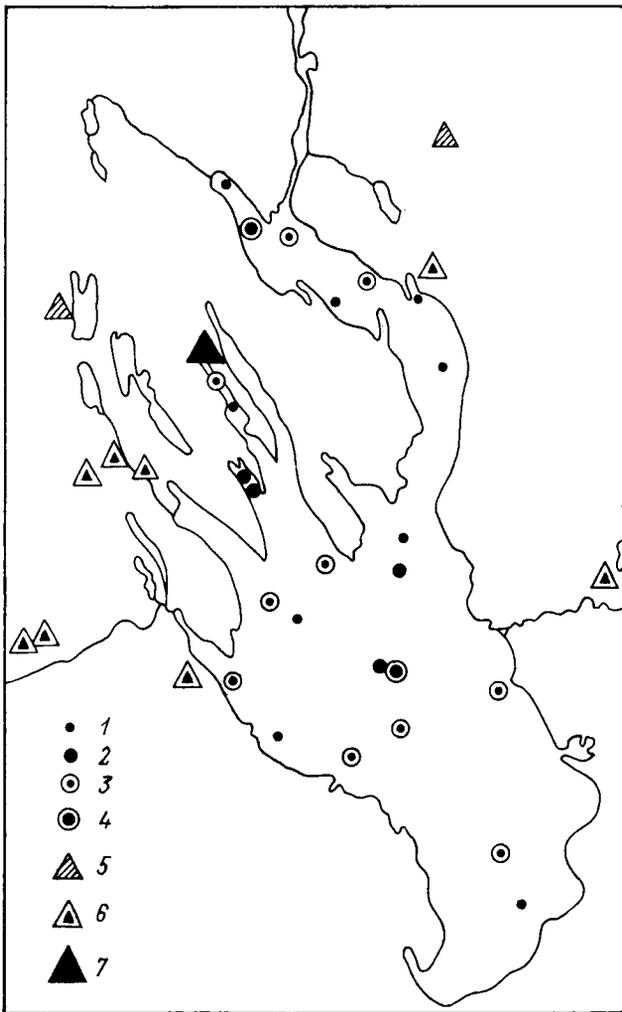


Рис. 22. Местоположение изученных грунтовых колонок (1–4) и континентальных разрезов болотно-озерного генезиса (5–7).

1–2 – колонки непрерывные (1 – короткие, 2 – длинные); 3–4 – колонки с перерывом в осадконакоплении (3 – короткие, 4 – длинные); 5–6 – разрезы озеро-болотные, датированные разными методами (5 – палинологическим, 6 – палинологическим и радиоуглеродным); 7 – разрез болота Разломное.

Для спектров бореального периода (рис. 24, см. вкладку) в целом характерно абсолютное господство в спектрах пыльцы *Pinus sylvestris* (до 80 %), резкое сокращение по сравнению с предыдущей зоной пыльцы рода *Betula*, минимальное участие (особенно в первой половине бореала) *Alnus* (до 3 %) и *Betula nana* (до 2 %). Отмечаются единичные зерна широколиственных пород, в основном лещины и вяза. Пыльца травянистых растений практически отсут-

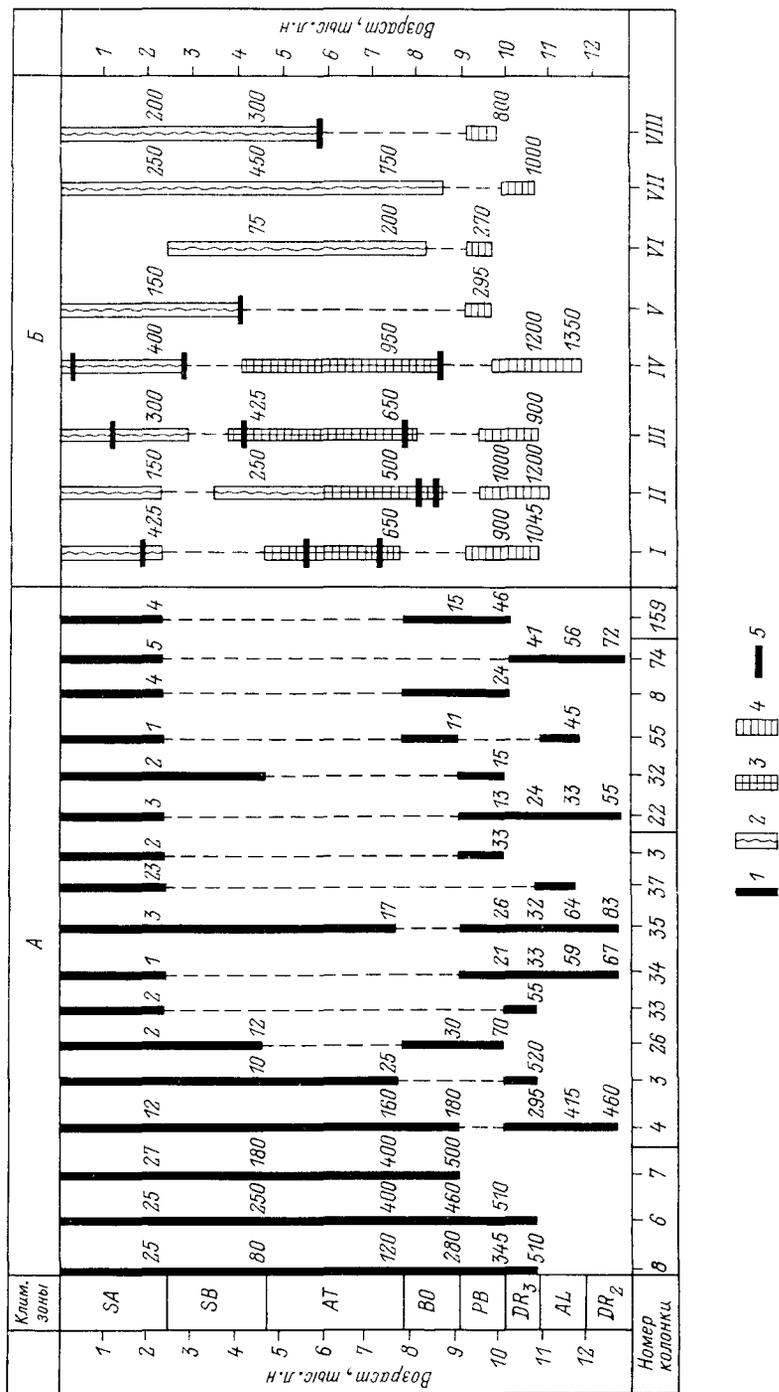


Рис. 23. Геохронология донных (А) и болотных (В) разрезов.

1 — донные колонки, 2, 4 — озерно болотные колонки (2 — торф, 3 — сарангель, 4 — глина), 1 — VIII — разрезы болот (1 — Радомное, II — Чекано, III — Длинное, IV — Гогнаволово, V — Поплавово, VI — Дьяково, VII — Копналасво, VIII — Глубокое), Цифры в колонках — глубина залегания отложений, см.

ствует. В составе спор, как правило, доминируют *Polyodiaceae* (до 80 %).

При стратиграфическом расчленении послеледниковых отложений в качестве опорного горизонта принимается горизонт времени климатического оптимума (атлантического периода). Для его спектров характерно увеличение содержания пыльцы *Picea abies* (30—50 %) при доминирующем положении пыльцы *Pinus sylvestris*, максимальное участие (3—5 %) пыльцы термофильных элементов (*Tilia cordata*, *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus avellana*). В группе споровых в больших количествах отмечаются *Polyodiaceae*, иногда *Bryales* или *Sphagnum*.

На спорово-пыльцевых диаграммах суббореальный период выделяется по резкому увеличению в спектрах пыльцы *Picea abies* (40—70 %), которая наряду с пыльцой *Pinus sylvestris* становится доминирующей. Пыльца широколиственных пород почти исчезает, пыльца *Alnus* также очень мало (1—2 %).

Начало субатлантического периода, вероятно, совпадает с уровнем резкого падения содержания пыльцы *Picea abies*, место которой занимает *Pinus sylvestris*. Отмечена также пыльца *Alnus* (до 4 %) и *Betula sect. Albae* (до 3 %). Подобные же спектры имеют и поверхностные пробы осадков, отражающих современную растительность таежного типа.

На спорово-пыльцевых диаграммах разрезов болотного и озерно-болотного генезиса, где велико значение в спектрах пыльцы локальных элементов, некоторые исследователи предлагают выделять «локальные зоны», тесно увязывая их с геохронологической шкалой. Особенно интересен разрез болота Разломного, расположенного на высоте 53 м над уровнем моря (20 м над уровнем Онежского озера) на месте исчезнувшего залива-губы Черга. При исследовании этого разреза применены палинологический и радиоуглеродный анализы, изучен ботанический состав и степень разложения торфа, проведены геоморфологические исследования (выполнены Г. Ц. Лаком) (Шевелин и др., 1988). Разрез, общая мощность которого 10,4 м (рис. 25, см. вкладку), вскрывает голубые и темные гумусированные глины, сапронель и торф. Обе разновидности глин формировались в исчезнувшем заливе Онежского озера на протяжении позднего дриаса, пребореала и, возможно, раннего бореала. С начала атлантического времени откладываются сапронель и сапронелевидный торф. Образование болота и накопление торфа началось лишь в субатлантическое время, около 2 тыс. л. н.

Мощность бореальных отложений в болоте Разломном весьма мала. В это время уже закончилось накопление глин, но еще не началось образование сапронеля. Какое-то время, пока залив еще не полностью отделился от губы Черга, в нем, вероятно, имели место быстрые течения, препятствовавшие накоплению осадков. К началу атлантического времени залив превратился в небольшое мелководное озеро, в котором происходило накопление сапронеля. Дальнейшее поднятие северо-восточного Прионезья и заполнение котловины привело к исчезновению озера. В течение всего суббореала

осадконакопления не было. Только в начале субатлантики (около 2 тыс. л. н.) на месте озера образовалось болото, в котором накопилось 4,5 м торфа. Изучение болот на территории, бывшей до недавнего времени дном Онежского озера, позволяет, таким образом, судить о конкретных деталях его истории.

Изменение экологических условий в озере по данным диатомового анализа

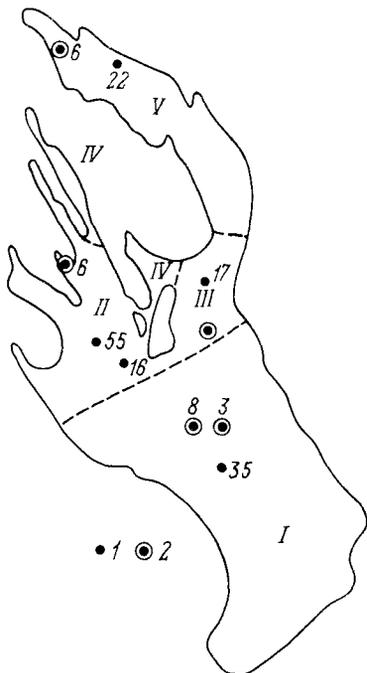
Начало исследованиям диатомовых водорослей в донных отложениях Онежского озера положили С. М. Вислоух и Р. Р. Кольбе (1927). В 1914 г. отобрав образцы илов и пробы летнего фитопланктона, они обнаружили в них 237 видов и разновидностей диатомей, а проведя эколого-флористический анализ, пришли к заключению о реликтовоморском характере диатомовой флоры, что долгое время служило одним из важных доказательств существования позднеледникового соединения Балтики с Белым морем через Ладожское и Онежское озера. Позднее В. С. Шешукова-Порецкая (1937, 1949) произвела ревизию этих материалов и установила пресноводный озерный характер флоры. Тем не менее дискуссия о Беломорско-Балтийском морском соединении продолжалась и в последующие годы. Исследования диатомей в толще донных отложений были проведены (Давыдова, 1976, 1985) в 5 колонках длиной до 1 м и в 5 пятиметровых колонках (рис. 26).

Ленточные глины среднего дриаса в северной оконечности Онежской котловины, отлагавшиеся в приледниковом бассейне, характеризуются, по данным колонки 4 из Повенецкого залива (рис. 27), очень низким содержанием створок диатомей, которое не превышает 650 в 1 г воздушно-сухого осадка. По количеству створок в диатомовых комплексах преобладают диатомеи обрастаний (более 50 % створок), вкупе с донными (18 %), составляющие около 70 %. На долю планктонных диатомей приходится до 30 % общего содержания створок, но самой многочисленной в осадках является планктонная североальпийская диатомея *Aulacosira islandica*. Постоянно встречаются, но в небольших количествах планктонные *Cyclotella* и типичные представители бентоса крупных олиготрофных водоемов *Opephora martyr* и *Paralia arenaria*. Диатомовый комплекс соответствует природным условиям приледникового холодноводного олиготрофного бассейна (количество створок североальпийских диатомей составляет более 30 %) и характеризуют его прибрежную область.

В отложениях аллерёда, изученных в той же колонке 4 и представленными ленточными глинами со слоями довольно большой мощности, содержание створок диатомей возрастает более чем на порядок. По характеру диатомовых комплексов выделяются три фазы в режиме озера. В течение первой фазы в осадках господствовали бентосные диатомеи с наиболее массовой — *Gomphonema intricatum* var. *pumilum* Grun. Створки планктонных диатомей составляли не более 27 % их общего содержания. В среднем аллерёде доминируют планктонные диатомеи (56 % створок), а в позднем аллерёде при

Рис. 26. Пункты отбора колонок донных отложений Онежского озера, исследованных методом диатомового анализа.

1-2 — колонки длиной соответственно до 1 и 5 м. I-V — районы озера (I — Центральное Онего, II — Большое Онего, III — Малое Онего, IV — мелководные губы, V — Повенецкий залив).



значительном увеличении общего содержания створок в отложениях снова господствуют бентосные диатомеи. Североальпийские диатомеи играют в диатомовых комплексах более скромную роль (до 20 %). В целом диатомовая флора алдерёда насчитывает 97 видов и разновидностей пресноводных диатомей.

Отложения позднего дриаса изучены по данным 5 колонок (рис. 27-29). Повсеместно единственной массовой диатомеей является планктонная *Aulacosira islandica* — главный доминант фитопланктона Онежского озера и в современную эпоху. Численность диатомей в осадках низкая; наибольшая (14 тыс.) встречена в Центральном Онего (колонка 3). В диатомовых комплексах преобладают диатомеи планктона (до 90 % створок), только в Повенецком заливе (колонка 4) в верхах позднедриасовых отложений наблюдается увеличение содержания бентосных диатомей (до 54 %), характерных для приледниковых озер (*Opephora martyi*, *Navicula fennoscandica* A. Cl.). Всего в позднедриасовых отложениях встречено 142 вида и разновидности пресноводных диатомей, в том числе ряд характерных представителей бентоса приледниковых водоемов. Подавляющее большинство диатомей имеет низкую численность и встречается спорадически. Очень высок процент североальпийских диатомей (более 90 %). Формирование позднедриасовых отложений происходило в пресном глубоком холодноводном озере с развитым диатомовым планктоном и разнообразным по составу, хотя количественно и не очень обильным бентосом. Увеличение общей численности и видовой разнообразия диатомей свидетельствует о постепенном росте продуктивности озера.

Во всех колонках позднеледниковых отложений спорадически встречаются находящиеся во вторичном залегании створки морских диатомей эу- и мезогалобов, которых насчитывается 7 видов. Наиболее часто отмечены обломки створок *Paralia sulcata* (Ehr.) Sim., а также сенты и фрагменты створок *Rhabdonema arcuatum*, *Grammatophora arctica* Cl., споры *Thalassiosira gravida*. Найденные единично *T. excentrica*, *Chaetoceros mülleri* Lemm., *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs свидетельствуют о значительных масштабах размыва межлед-

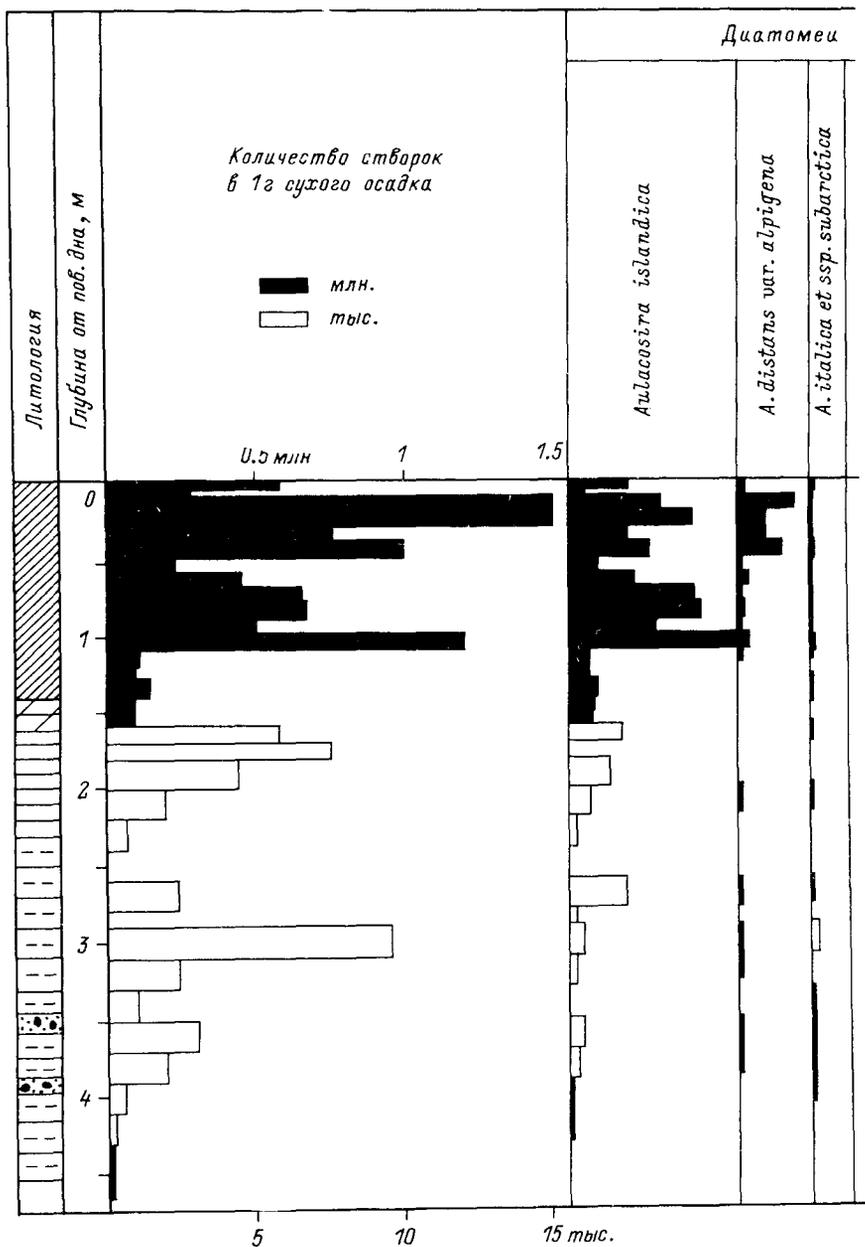


Рис. 27. Диатомовая диаграмма донных отложений Новонитского залива (келопка 4).

никовых микулинских отложений, распространенных в водосборном бассейне озера.

Таким образом, начиная со среднего дриаса в Онежской котло-

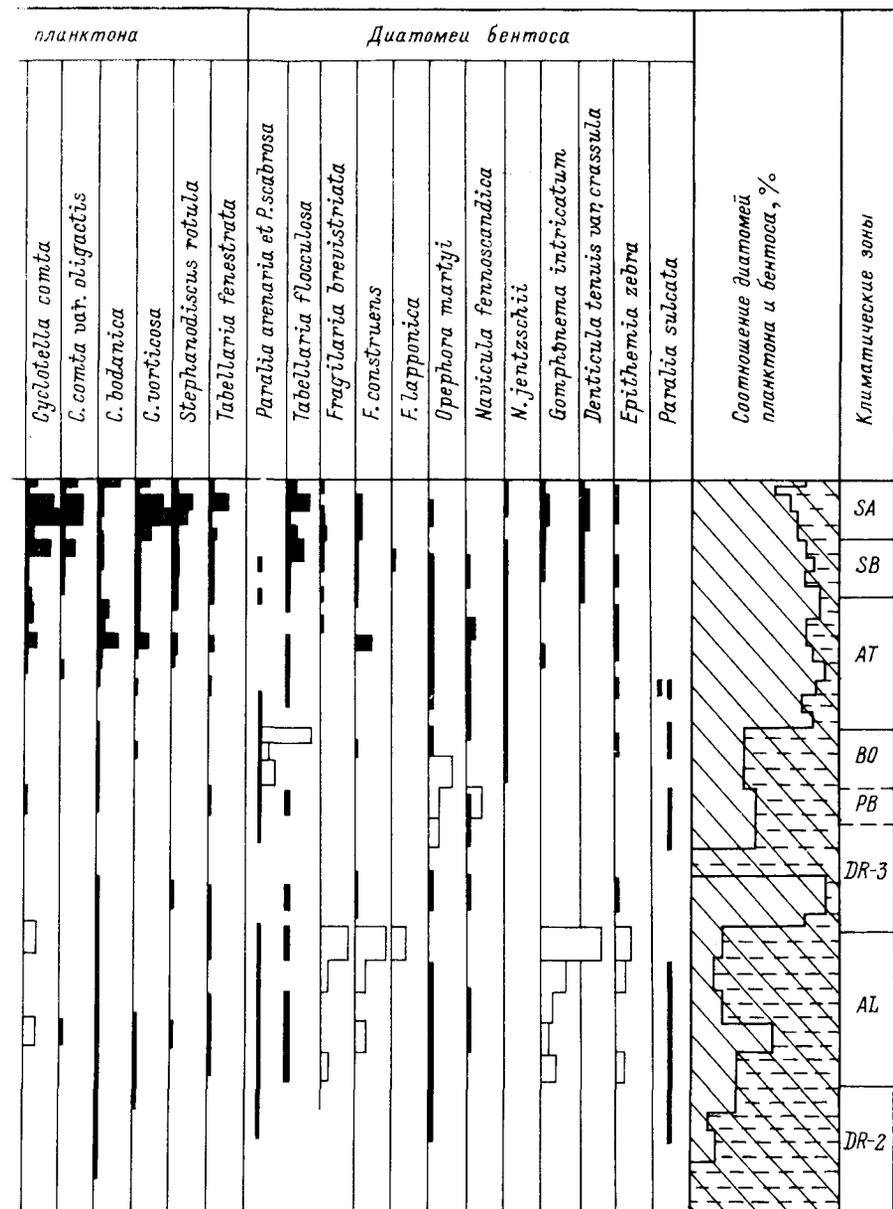


Рис. 27 (продолжение).

вине существовало холодное пресное олиготрофное озеро, уровень продуктивности которого постепенно повышался.

Отложения пребореального времени изучены в 4 колонках. Они представлены гомогенными глинами, содержание створок в которых

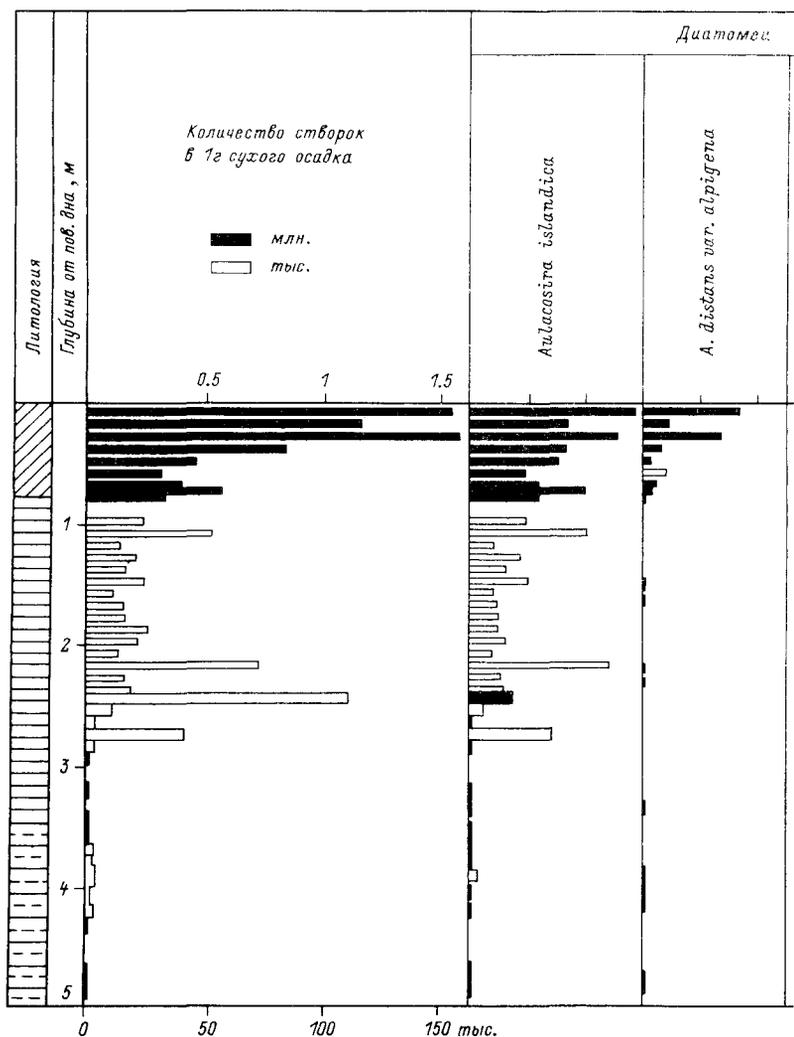


Рис. 28. Диатомовая диаграмма донных отложений Центрального Онега (колонка 8). не превышает 12 тыс. в 1 г воздушно-сухого осадка, а часто — существенно ниже. В открытых районах озера и в Повенецком заливе наиболее массовой в отложениях является *Aulacosira islandica*, кроме того, в Большом Онега в массе встречается группа диатомей родов *Cyclotella* и *Stephanodiscus*. Планктонные диатомей являются ведущими в диатомовых комплексах. В Повенецком заливе они составляют не более 43 %, значительной численности достигают *Opephora martyi* и *Navicula fennoscandica* — обитатели песчаных мелководий олиготрофных озер. В отложениях Илемгубы в начале пребореального времени доминируют *Aulacosira islandica* на фоне обилия других представителей рода *Aulacosira*, а доля участия планктонных диато-

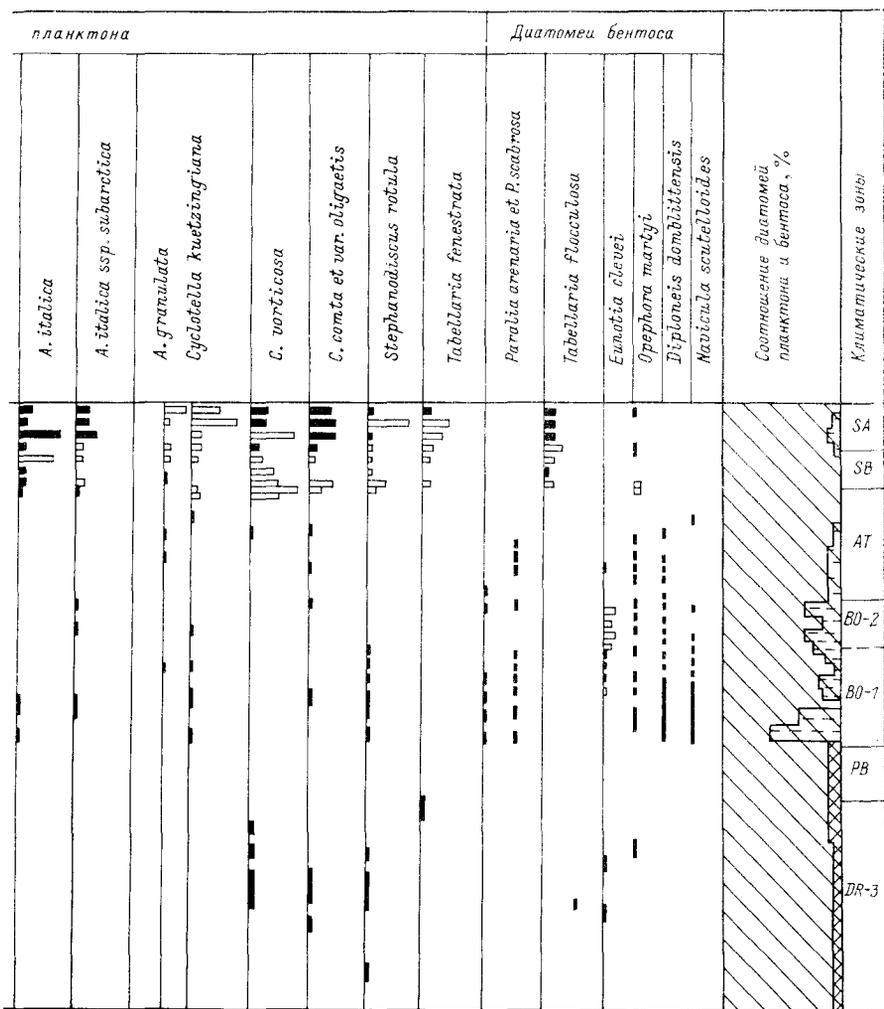


Рис. 28 (продолжение).

мой составляет 43 % общего содержания створок. Во второй половине пребореала в диатомовых комплексах господствуют бентосные диатомей обрастаний, наиболее многочисленные из которых — *Fragilaria brevistriata*, *Gomphonema intricalum* var. *pumilum*, *Cocconeis placentula*. Всего в пребореальных отложениях найдены 131 вид и разновидность пресноводных диатомей, кроме того, в отложениях Повенецкого залива и Большого Онего единично встречены перетолженные створки морской *Paralia sulcata*. Таким образом, в пребореальное время происходит дифференциация диатомовых комплексов. В Центральном Онего господствуют планктонные диатомей, а в небольшом заливе Илемгуба во второй половине пребореала в отложениях преобладают бентосные диатомей обрастаний.

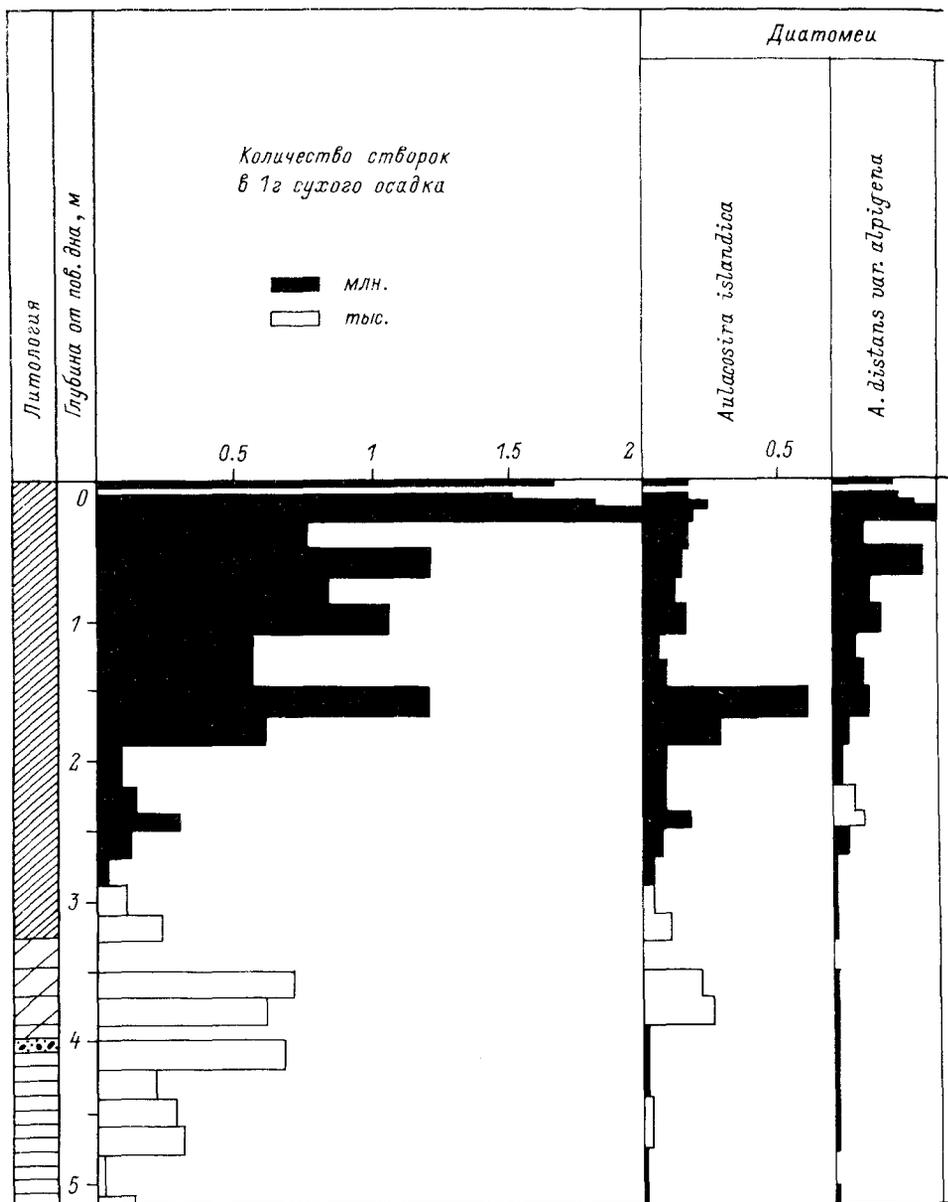


Рис. 29. Диатомовая диаграмма донных отложений Илемгубы Онежского озера (колонка б).

Отложения бореального времени изучены в 5 колонках. Они представлены гомогенными глинами, а в Илемгубе — верхами гомогенных глин и нижними горизонтами иловой толщи. Численность диатомей

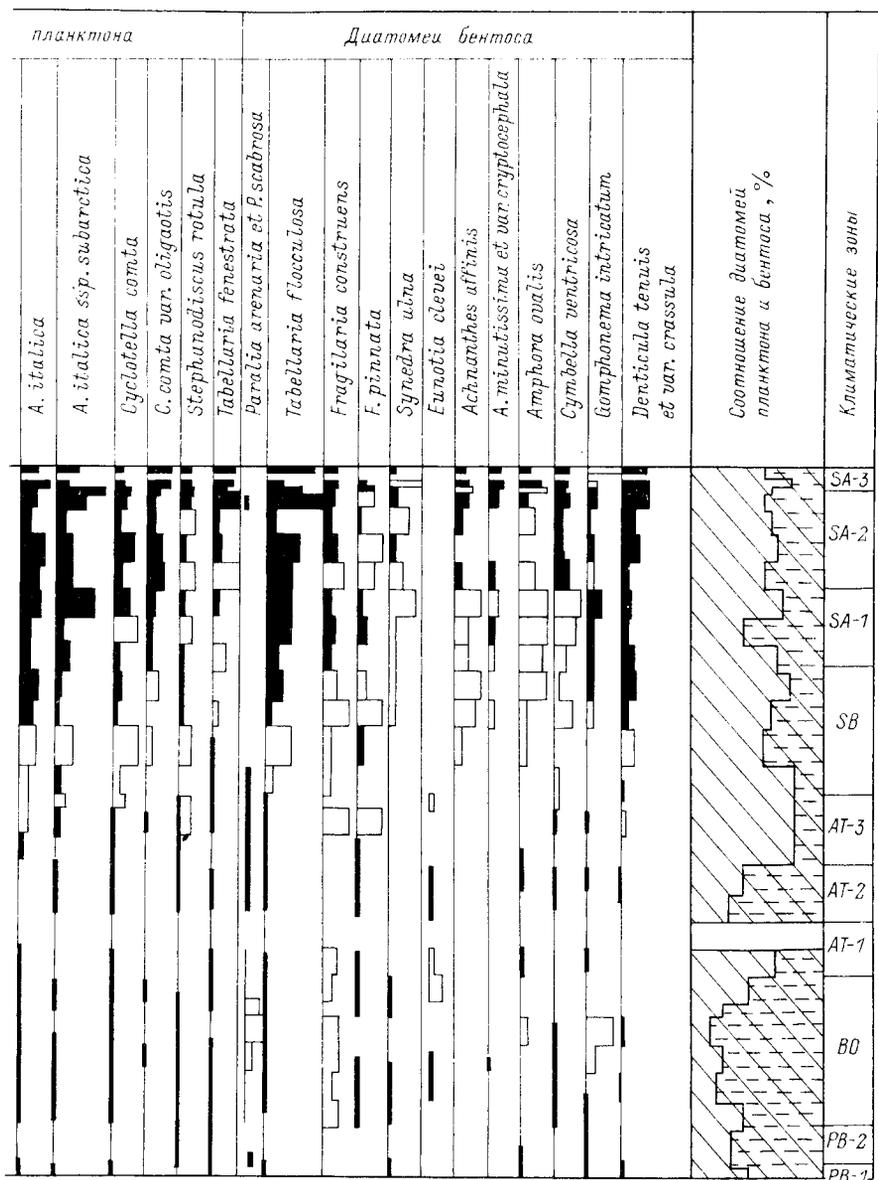


Рис. 29 (продолжение).

в отложениях бореала различна в разных районах озера. В Центральном Онего в первой половине бореала она достигает 71 тыс. створок, а в верхах бореальной толщи снижается до 20 тыс. Высокая численность, 67 тыс., отмечена в Илемгубе, в Малом Онего — 25 тыс., в Повенецком — 7,5 тыс. В диатомовых комплексах доминирует *Aulacosira*

islandica, в Центральном Онего к концу бореала вторым доминантом становится обитатель обрастаний североальпийская диатомея *Eunotia clevei*, высокая численность которой отмечена в это время и в Илемгубе. В открытых районах озера в массе встречен ряд планктонных *Cyclotella*, в Повенецком Онего — бентосные *Paralia arenaria* и *Opephora martyi*, характерные также для бореальных отложений анцилового озера Балтики и Ладоги. В Илемгубе число массовых бентосных диатомей возрастает. Для бореальных отложений выделена большая группа характерных планктонных и бентосных диатомей, среди которых еще присутствуют виды приледниковых олиготрофных озер — *Cocconeis disculus*, *Diploneis domblittensis*, *Navicula scutelloides* и др., что свидетельствует о том, что рост продуктивности водоема происходил еще очень медленно и проявлялся более ярко в небольших прибрежных заливах, примером которых может быть Илемгуба. Следует отметить, что состав диатомовых комплексов в разных районах озера в бореале довольно существенно различался. В Илемгубе и Повенецком заливе преобладали бентосные диатомеи, главным образом донные *Paralia* и обрастатели *Opephora martyi*, виды *Fragilaria* и *Eunotia clevei*. Створки планктонных диатомей составляли 14—46 % их общего содержания. Даже в Центральном Онего в некоторых горизонтах отложений они составляли 40—63 %. Это показывает, что в бореале наблюдалось уменьшение глубины озера, сопровождавшееся развитием фитобентоса на прибрежных мелководьях.

Отложения атлантического времени изучены в 5 колонках. Для них характерен дальнейший рост содержания створок диатомей. В Центральном Онего оно достигло 554 тыс., в Малом Онего и Илемгубе — соответственно 273 и 280 тыс., а в Повенецком заливе превышало миллион (1200 тыс.). В открытых районах озера и в Повенецком заливе преобладали планктонные диатомеи (67—100 % створок); абсолютным доминантом повсеместно, как и ранее, была *Aulacosira islandica*. В массе накапливались створки планктонных, а также некоторых бентосных диатомей (*Opephora martyi* — в Повенецком заливе, *Tabellaria flocculosa* — в Центральном и Большом Онего). В Илемгубе атлантические отложения подразделяются на 3 интервала (Давыдова, 1985). В начальную и конечную фазы господствуют планктонные диатомеи (68 и 80 % створок соответственно), а в средней атлантике заметную роль в осадках играют диатомеи бентоса (41—47 % створок), из которых два вида *Fragilaria* входят в число массовых форм. Большая группа планктонных и бентосных диатомей является характерной для атлантики, при этом численность бентосных диатомей в Центральном и Малом Онего ниже, чем в других районах озера. Всего в диатомовых комплексах атлантического возраста встречено 209 видов и разновидностей диатомей. Возрастание общей численности створок в осадках происходит преимущественно за счет диатомей планктона и свидетельствует о росте продуктивности планктонных сообществ.

Отложения суббореального времени встречены во всех изученных колонках. Содержание в них створок в открытых районах остается

близким к показателям атлантики и достигает в Центральном Онего — 456 тыс., в Малом Онего — 276 тыс., в Новенецком заливе — 1 млн, в Илемгубе — 1,2 млн. Как и ранее, повсеместно доминантную роль сохраняют *Aulacosira islandica*, но число массовых и характерных форм вдвое меньше, чем в атлантике; особенно значительно сократилось оно за счет диатомей бентоса, хотя общий видовой состав диатомей существенно увеличился: найдено 276 видов и разновидностей. Повсеместно в диатомовых комплексах господствуют диатомей планктона, причем доля участия *A. islandica* возрастает настолько, что в Центральном Онего и на востоке озера ее створки иногда составляют до 90%. Вторая массовая диатомей в этих районах — *A. distans* var. *alpigena* — далеко уступает по численности *A. islandica*. В Новенецком заливе массового развития достигает виды *Cyclotella*, а в Илемгубе — *Aulacosira italica* и обростатель *Tabellaria flocculosa*. В число характерных форм входят виды холодноводных озер — *Cyclotella bodanica*, *C. vorticosa*, *C. operculata* (Ag) Kütz., т. е. вновь в заметно больших количествах развивается «циклотеллиевый планктон». Бентос в суббореале разнообразен по составу, но небогат, что и проявилось в сокращении числа характерных и массовых бентосных диатомей. Кроме указанных выше характерных диатомей имеется группа видов, встречающихся довольно часто, но в небольших количествах. Таковы бентосные *Amphora ovalis*, *Cocconeis placentula*, *Cymbella cistula* (Hemp.) Kirch., *Didymosphenia geminata*, *Eunotia clevei*, *E. pectinalis* var. *minor*, *Gomphonema acuminatum* Ehr., *Navicula bacillum* Ehr., *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll. Имеется также группа широко распространенных, но не массовых в отложениях диатомей, среди которых следует упомянуть *Aulacosira ambigua*, *A. distans*, *Cyclotella quadriuncta* (Schröt.) Hust., *Stephanodiscus niagrae*. Анализ флоры показывает, что наряду с диатомеями олиготрофных озер появились диатомей более продуктивных вод — в заливах и прибрежной полосе.

Отложения субатлантического времени образуют верхнюю часть осадочной толщи во всех колонках и представлены в глубоководной зоне озера илами. Содержание диатомей в них максимально для всего разреза голоцена. В Центральном Онего оно достигает 1,6 млн, в Малом Онего — 3,1 млн, в Илемгубе — 2 млн, а в Новенецком заливе — 1,5 млн. Состав массовых и характерных диатомей в субатлантических отложениях отличается большим разнообразием, как и в осадках атлантики. Видовое разнообразие — максимальное: встречено 286 видов и разновидностей пресноводных диатомей. В диатомовых комплексах повсеместно господствуют планктонные диатомей. Наибольшую численность в отложениях открытых районов имеет *Aulacosira islandica*, а в Илемгубе в субатлантике самой многочисленной становится *A. distans* var. *alpigena*, которая в других районах стоит на втором месте по численности. В Центральном и Малом Онего субдоминантом является *A. italica*, в Новенецком Онего — виды *Cyclotella* и *Tabellaria flocculosa*, в Илемгубе в массе встречается *A. italica* var. *subarctica*, а также бентосная *Denticula tenuis* var.

crassula, в заметных количествах встречаются многие характерные бентосные диатомеи.

Таким образом, имеющиеся материалы дают достаточно полную характеристику изменений состава диатомей в отложениях разных районов Онежского озера на протяжении поздней и последнедиатомового времени и позволяют судить об основных этапах развития его экосистемы.

Глава 6

ИСТОРИЯ ОЗЕРА ПО ЗООГЕОГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

История озера по данным об ихтиофауне

Бассейн Онежского озера в соответствии со схемой зоогеографического районирования для пресноводных рыб расположен на границе Невского округа Средиземноморской подобласти и Европейского округа Циркумполярной подобласти Голарктики (Берг, 1949). Однако несмотря на это, ихтиофауна бассейна подобна фауне рыб Ладожского бассейна и отличается от последней только меньшим числом видов за счет отсутствия ряда рыб понтокаспийского комплекса. В Онежском озере и связанных с ним водоемах нет таких карповых рыб, как жерех *Aspius aspius* (L.), линь *Tinca tinca* (L.), верховка *Leucaspius delineatus* (Heckel), белоглазка *Abramis sapa* (Pallas), сырть *Vimba vimba* (L.).

Сходство ихтиофауны водоемов обычно принято интерпретировать как свидетельство единства путей их происхождения. Но такой вывод справедлив не всегда. В случае Онежского и Ладожского бассейнов было бы большой ошибкой подобие ихтиофауны рассматривать как показатель совместного их формирования. Как свидетельствует анализ геологических материалов, в течение значительных отрезков времени в поздней и последнедиатомовый период Онежское озеро существовало независимо от Ладожского (Квасов, 1976). Некоторое влияние ладожской ихтиофауны на онежскую можно выявить лишь в отношении периода климатического (температурного) оптимума, когда в бассейне Онежского озера появились такие рыбы, как силенц *Abramis ballerus* (L.), густера *Blicca bjoerkna* (L.), красноперка *Scardinius erythrophthalmus* (L.), сом *Silurus glanis* L. и др. Однако и в отношении этих видов с достаточно большой уверенностью можно считать, что по крайней мере часть их проникла в бассейн Онежского озера непосредственно из Волжского бассейна через Белозерскую озерно-речную систему. В связи с этим правомерно полагать, что сходство ихтиофаун бассейнов Онежского и Ладожского озер обусловлено преимущественно сходством фауны рыб тех водоемов, откуда шло их расселение.

Фауна рыб Онежского озера включает 38 видов и основных подвигов (Кудерский, 1961). Она неоднородна в зоогеографическом отношении. В озере и связанных с ним водоемах обитают как холодноводные северные виды, сближающие онежскую ихтиофауну с Циркумполярной подобластью, так и широко распространенные эвритермные

рыбы и рыбы, свойственные Пошто-Каспийскому бассейну. Первыми вселенцами были холоднолюбивые стенотермные виды, которые до образования Онежского озера обитали в Верхне-Волжских приледниковых водоемах, сток из которых происходил попеременно в направлении Волги, Сев. Двины и на запад вдоль края ледника (Квасов, 1975). В границах современного Онежского озера эта группа рыб появилась более 11 тыс. л. н. во время существования Южно-Онежского приледникового озера, в которое, вероятно, проникла ихтиофауна, обитавшая ранее в системе Верхне-Волжских приледниковых водоемов. Свидетельством былой связи бассейнов Онежского озера и реки Онеги может служить водлозерская ряпушка *Coregonus sardinella maris-albi* Berg, близкая к сибирской (Покровский, 1967). Подобные формы ряпушки в водоемах, относящихся к Невскому округу, не встречены нигде, кроме восточной части бассейна Онежского озера (Водлозеро).

Из современных рыб, обитающих в Онежском озере и связанных с ним водоемах, от фауны Южно-Онежского приледникового озера ведут свою родословную озерный лосось *Salmo salar* m. *sebago* Girard, озерная *S. trutta* m. *lacustris* L. и ручьевая *S. trutta* m. *fario* L., форель, палия *Salvelinus alpinus* (L.), многочисленные формы сигов *Coregonus lavaretus* L., хариус *Thymallus thymallus* (L.), ряпушка *Coregonus albula* L., плотва *Rutilus rutilus* (L.), окунь *Perca fluviatilis*, палим *Lota lota* (L.), онежская рогатка *Trigloopsis quadricornis onegensis* Berg et Pоров. Большинство из этих рыб — холоднолюбивые виды (плотва, окунь — эвритермные формы) и они сохранились в Онежском озере до настоящего времени благодаря его глубоководности, холодноводности и общему олиготрофному облику.

Некоторые из указанных видов отличаются от аналогичных видов, населяющих Ладожское озеро. В частности, онежская рогатка настолько значительно отличается от ладожской, что обе они обычно описываются в качестве самостоятельных подвидов (Берг, 1949). Различаются по своим особенностям некоторые формы онежских и ладожских сигов. В Онежском озере обитает не имеющая аналогов крупная форма ряпушки — килец *Coregonus albula kiletz Michailowsky* (Шравдин, 1939).

Приведенные примеры могут рассматриваться как свидетельство того, что холодноводные элементы ихтиофауны обоих крупных озер проникли в них из разных систем приледниковых водоемов. Онежские популяции этих рыб на протяжении всего периода существования в озере, по-видимому, не имели ни постоянных, ни временных контактов с ладожскими, несмотря на возникновение связи между озерами по р. Свирь. Лишь в отношении ладожского лосося можно допустить проникновение в Онежское озеро единичных особей.

Вторая волна вселения рыб в бассейн Онежского озера совпала с периодом климатического оптимума. В это время в озеро и связанные с ним водоемы могли вселиться судак *Stizostedion lucioperca* (L.), сом *Silurus glanis* L. и ряд видов карповых рыб: голавль *Leuciscus cephalus* (L.), чехонь *Pelecus cultratus* (L.), густера *Blicca bjoerkna* (L.), синец *Abramis ballerus* (L.), карась *Carassius carassius* (L.),

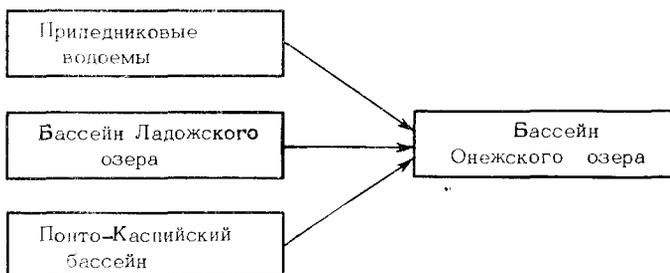


Рис. 30. Схема путей формирования ихтиофауны Онежского озера.

красноперка *Scardinius erythrophthalmus* (L.). Все эти виды — выходцы из Полто-Каспийского бассейна. Наиболее вероятный путь их вселения — контакты между бассейнами рек, впадающих в Онежское и Белое озера. Подобным же образом несколько видов рыб проникло в прошлом в бассейн р. Онеги, прилегающий с востока к бассейну Онежского озера. Здесь в период климатического оптимума обитали сом, жерех *Aspius aspius* (L.), сибец, красноперка. В настоящее время перечисленных видов в бассейне р. Онеги нет (Никольский, 1935, 1943). В бассейне Онежского озера названные выше виды встречаются, как правило, только в отдельных водоемах и обычно малочисленны (кроме судака). Возможно, что в прошлом они были распространены более широко, но затем их ареалы сократились в результате похолодания, которое обусловило их вымирание и в бассейне р. Онеги.

Нельзя полностью исключать возможность пропикновения некоторых из указанных выше видов и из бассейна Ладожского озера по р. Свири. Таким путем в бассейн Онежского озера мог оказаться, например, голавль *L. cephalus* (L.). По Свири поднимался также встречающийся в прошлом в Онежском озере атлантический осетр *Acipenser sturio* L. (Кудерский, 1983).

Таким образом, истоки современной ихтиофауны Онежского озера и его бассейна восходят, с одной стороны, к фауне приледниковых водоемов, с другой — к полто-каспийской фауне, которая расселялась как непосредственно, так и через Ладожский бассейн (рис. 30).

Последняя волна вселения рыб связана с хозяйственной деятельностью человека. В связи со строительством судоходных каналов, связывающих Онежское озеро с р. Волгой, перевозкой живой рыбы для акклиматизацией в озере были встречены единичные экземпляры стерляди *A. ruthenus* L., омуля *Coregonus autumnalis* (Pallas), пеляди *L. peled* (Gmelin). Однако самовоспроизводящиеся стада этих рыб здесь пока не сформировались.

История озера по данным о фауне высших ракообразных

В бассейне Онежского озера обнаружено 7 видов высших ракообразных, в том числе изопода *Asellus aquaticus* L., мизида *Mysis galatella* var. *reflexa* Lovén, амфиноды *Pontoporeia affinis* Lindstr., *Gam-*

maracanthus loricatus Sars, *Pallasea quadrispinosa* Sars, *Gammarus lacustris* Sars и узконогий рак *Asiacus leptodactylus* Eschholz (Гордеев, 1965). Из перечисленных видов узконогий рак всели в некоторые озера искусственно и затем распространился по соседним водоемам (Александров, 1968б). История расселения остальных шести видов ракообразных тесно связана с поздне- и послеледниковыми перестройками гидрографической сети.

Наибольшее внимание исследователей длительное время привлекают такие реликтовые виды, как мизида, понтопорейя, гаммаракантус, палласея, в связи с тем, что близкие к ним формы (считающиеся исходными) населяют солоновато-водные морские акватории. В литературе длительное время обсуждается вопрос о возможных путях проникновения этих организмов в пресные воды, в том числе в Онежское озеро. В частности, бытует мнение, высказанное еще в середине прошлого века С. Ловеном, что в послеледниковое время через котловину современного Онежского озера проходил пролив, соединявший морские водоемы, бывшие на месте Балтийского и Белого морей (Кудерский, 1971, 1972). Сторонники этой точки зрения считали, что реликтовые ракообразные сохранились в озере как остатки фауны указанного морского бассейна (Герд, 1949; Гордеев, 1949).

Однако проникновение реликтовых ракообразных в Онежское озеро и связанные с ним водоемы вполне логично объясняется без привлечения гипотез о широких послеледниковых морских трансгрессиях и морских проливах.

Как известно, во время последнего оледенения фауна водоемов северного склона Восточно-Европейской равнины была полностью уничтожена лишь в тех участках, в которых ледниковый покров продвинулся до главного водораздела между Балтийско-Беломорско-Баренцевоморским и Понто-Каспийским бассейнами. В таких районах талые ледниковые воды по долинам стока переливались в южные водоемы, в связи с чем лимнофильные водные организмы здесь не могли сохраняться. Однако на значительных пространствах последний ледник не достигал указанного водораздела. Вследствие этого талые воды скапливались в понижениях рельефа и образовывали у края ледяного покрова обширные приледниковые водоемы (Квасов, 1975). Последние служили своеобразными убежищами (рефугиями), в которых пережили ледниковый период многие виды водных организмов, в том числе реликтовые ракообразные, а также пресноводные водяной ослик *A. aquaticus* и гаммарус *G. lacustris*. При отступании ледника все эти виды ракообразных вместе с приледниковыми водоемами переместились к северу в районы современного обитания.

Появление в бассейне Онежского озера четырех видов реликтовых и двух видов пресноводных ракообразных относится ко времени возникновения Южно-Онежского приледникового озера (Квасов, 1976). В него проникла фауна Верхне-Волжской системы приледниковых озер, существовавших у края ледникового покрова во время его максимального продвижения к югу. По мере формирования собственно Онежского озера и водоемов его бассейна рассматриваемые шесть видов высших ракообразных заселили многие озера, чему способство-

вали обширные водные связи. В настоящее время они обитают в тех водоемах, в которых сохранились благоприятные экологические условия (Кудеревский, 1972, 1982).

История озера по данным о фауне моллюсков

В Онежском озере обитает 34 вида и 5 подвидов гастропод, принадлежащих 12 родам, и 24 вид двустворчатых моллюсков, которые относятся к 7 родам (Герд, 1946; Александров, 1965; Соколова, 1965; Слепухина, 1975). Брюхоногие моллюски обитают обычно в литоральной зоне и в районах мелководий (луд), некоторые виды проникают и в сублитораль, двустворки заселяют также и биотопы профундали. Наибольшее число видов гастропод принадлежит родам *Lymnaea* (13 видов), *Anisus* (5 видов) и *Valvata* (5 видов). Из двустворок 10 видов относятся к роду *Euglesa*, 3 вида — к роду *Amesoda*, по 2 вида — к родам *Sphaerium* и *Neopisidium* и по 1 виду — к родам *Pisidium*, *Unio* и *Anodonta*. В Онежском озере распространены два карельских эндемика *Amesoda subsolida* и *Lacustrina dilatata*. По ранее опубликованным данным (Понченко, Александров, 1983), двустворки *Unio* и *Anodonta* отличаются рассеянным распространением и не играют существенной роли в количественных показателях бентоса. В величине средней биомассы из моллюсков основную роль играют пизидиумы (3—4 %) и сфериды (5 %).

Комплексный подход к исследованию донной фауны Онежского озера позволил В. И. Понченко и Б. М. Александрову (1983) критически пересмотреть схему биоценозов бентоса больших озер Карелии, которая была предложена С. В. Гердом еще в 1949 г. Особую роль в этом сыграли исследования Б. М. Александрова (1962, 1968) — основоположника классификации бентических сообществ Онежского озера. В своей работе В. И. Понченко объединяет биоценозы бентоса в пять основных групп: пелофильные, псаммофильные, лито-псаммофильные, литофильные и фитофильные. Моллюски присутствуют в составе всех биоценозов.

Пелофильные биоценозы, приурочены к профундальной зоне. На участках дна с глубинами свыше 30—40 м встречаются только представители родов *Euglesa* и *Neopisidium*. В неглубоких районах (глубина 10—30 м) встречаются виды *Euglesa henslowiana*, *E. Lilljeborgi*, *Neopisidium conventus*, *Amesoda solida*.

Псаммофильные биоценозы озера (глубина 5—10 м) являются наиболее бедными из-за подвижности песков, что отмечалось также Г. Н. Стальмаковой (1968) для Ладожского озера и С. В. Гердом (1949) для других озер Карелии. Здесь распространены некоторые виды родов *Pisidium*, *Neopisidium*, *Euglesa*, а в мелководной Свирской губе к ним присоединяются сфериды и вальваты.

Каменно-песчаные грунты сублиторальной зоны озера (до 10—20 м) населены как литофильными видами (*Anisus contortus*, *A. acroiticus*, *Acroloxus lacustris*, *Valvata planorbulina*), так и представителями пелофильной груннировки (*Neopisidium conventus*).

Типичными представителями каменной литорали являются виды

Lymnaea ovata, *L. baltnica*, *L. atra*, *L. palustris*, *Anisus acronicus*, но скалистая прибойная литораль и прибрежные районы с галечным дном почти не заселены моллюсками.

Состав фитофильного биоценоза наиболее разнообразен и богат. Подробно он рассматривается в работе Т. Д. Слепухиной (1975) «Зообентос литорали Онежского озера». Его изучались биоценозы зарослей тростника, камыща, хвоща, нимфейных, горца земноводного и рдестов. Здесь чрезвычайно широко распространены гастроподы, а из двустворчатых моллюсков встречаются *Neopisidium conventus*, *Euglesa henslowana*, *Sphaerium succicum*, *S. sorneum*.

Для того чтобы дать зоогеографическую характеристику фауны моллюсков Онежского озера, необходимо рассмотреть ареалы слагающих ее видов. Эти ареалы по широте можно разделить на несколько групп. Наиболее широкими, голарктическим и палеарктическим, ареалами обладают 4 вида, что составляет 7 %. Следующий по широте, европейско-сибирский ареал, включает несколько подгрупп: виды, заходящие восточнее Лены (4 вида, 7 %), виды, доходящие до Лены (2 вида, 4 %), виды, доходящие до бассейна Енисея (6 видов, 11 %) и виды, составляющие европейско-западносибирскую группу и заселяющие в Сибири только бассейн Оби (11 видов, 20 %). Следующую группу составляют европейские виды. Это самая многочисленная группа, включающая 25 видов (46 %). К сибирско-североевропейской группе относятся 3 вида (5 %), распространенные в Европе только на севере. Значительное число европейских и европейско-западносибирских видов (36) и малое число сибирских (3) говорит о сильном влиянии европейской и очень слабом — сибирской фауны на малакофауну Онежского озера.

Сравнивая видовой состав малакофауны Онежского озера и бассейнов крупных рек европейского севера — Сев. Двины, Мезени и Печоры, нельзя не заметить возрастание роли сибирских элементов к востоку. В бассейне Сев. Двины сибирские виды представлены видом *Cincinna sibirica*, в фауне Мезени прибавляется еще один вид — *Anodonta seisanensis*, в бассейне Печоры насчитывается уже 9 видов (Лешко, 1983), в то время как число европейских видов уменьшается от 25 в Онежском озере до 5 видов в бассейне Мезени и 4 видов в бассейне Печоры.

Рассматривая распространение моллюсков Онежского озера по глубине, необходимо отметить, что в озере наблюдается только экологическая вертикальная зональность. Большинство видов, обитающих в озере, не встречается глубже 40 м, на глубине 30—40 м отмечен только *Neopisidium conventus* (Герд, 1949). Фаунистически зоны литорали, сублиторали и профундали отличаются лишь отсутствием определенных видов на глубине. Сублитораль и профундаль населены эврибионтными видами *Neopisidium conventus*, *Euglesa lilljeborgi*, *E. casertana*, *E. henslowana*. Это объясняется молодостью фауны озера, которое стало заселяться только в голоцене.

Отличительной чертой, характерной для процессов заселения моллюсками Онежского озера, является затрудненность связи с Балтийским морем, которое сыграло огромную роль в заселении Ладож-

ского озера. Это сказалось на видовом разнообразии онежских моллюсков. Их фауна более тесно связана с фаунами рек европейского севера — Онеги, Мезени, Сев. Двины и Печоры. В позднеледниковое время наряду с распространенными в Ладоге и Онеге холодолюбивыми видами *Anisus stroemi*, *A. acronicus*, *Euglesa subtruncata* в Онежское озеро вселяется сибирский вид *Cincinna sibirica*, который отсутствует в Ладожском озере, но присутствует в бассейнах Сев. Двины и Печоры. Из более поздних комплексов моллюсков, вселившихся в бореальное и атлантическое время, в Онежском озере отсутствуют представители наиболее теплолюбивых видов — *Unio rostratus*, *Batavusiana atra*, *Anodonta cygnea* из бореального комплекса, рода *Viviparus* — из атлантического комплекса, род *Planorbarius* представлен в озере только одним видом.

История озера по данным о фауне олигохет

Фауна олигохет Онежского озера проникла в него из приледниковых водоемов, существовавших в бассейне верхней Волги. Вагильные виды *Stylaria lacustris*, *Ripistes parasilis*, *Aulodrilus*, *Limnodrilus*, *Tubifex tubifex*, *Hydrotilus templetoni* и другие расселились через водораздел рек Ковжы и Вытегры. Некоторые виды (из родов *Isochaetides*, *Potamothrix*, *Psammoryctides*, *Aulodrilus* и др.) проникли по системе приледниковых озер в котловину Онежского озера. В первую очередь должны были проникнуть более холодолюбивые, в том числе бореальные виды, преимущественно стенотермы (некоторые виды *Tatriella*, *Trichodrilus*, *Stylodrilus*, *Rhynchelmis*, *Nais alpina* и т. д.). Распространение их шло из средне-европейских рефугиев, в том числе из бассейна оз. Охрид. Малоцетинковые черви некоторое время могли существовать в водоемах, образованных непосредственно у границы ледников. Эвритермные же виды в Онежское озеро, вероятно, проникли несколько позднее. Последними во время климатического оптимума голоцена начали проникать с юга теплолюбивые виды олигохет родов *Aulodrilus*, *Potamothrix*, *Isochaetides*, а также *Spirosperma ferox*, *Tubifex tubifex*, *Stylodrilus heringianus* и др.

Обогащение фауны олигохет Онежского озера шло и за счет восточно-сибирских элементов (*Tubifex kessleri*, *Alexandrovica onegensis*, *Lumbriculus*, *Lamprodrilus* и т. п.). Вселение малоцетинковых червей с востока происходило, вероятно, через цепь приледниковых озер, существовавших в Западной Сибири и в водосборных бассейнах рек Печоры, Северной Двины и Онеги.

В раннем голоцене в профундали Онежского озера обитала богатая фауна олигохет, состоящая из разных требовательных к кислороду видов (*Spirosperma ferox*, *Stylodrilus heringianus*, *S. parvus*, *Lamprodrilus isoporus*, *Rhynchelmis granulensis* и др.). По мере накопления в донных отложениях детрита увеличивалась доля тубифицид за счет *S. ferox*, *Limnodrilus hoffmeisteri*, *L. claparedeanus*, *L. udekemianus*, *Isochaetides newaensis*, *Tubifex tubifex*. Развитие прибрежно-водной растительности и потепление климата способствовало обогащению *Naididae*, особенно *Stylaria lacustris*, *Nais simplex*, *Vejdovskyella*

comata, *Daro*, *Chaetogaster* и др. Такой облик фауны олигохет на большей части акватории Онежского озера сохранился и до наших дней.

За последние столетия под влиянием хозяйственной деятельности человека (особенно создание каналов, развитие судоходства) усилился процесс проникновения ряда южных элементов фауны олигохет через Волжский бассейн (*Potamothrix hammoniensis*, *Isochaetides newaensis*, *Psammoryctides barbatus*, *Aulodrilus pluriseta*, *A. limnibius* и др.). Проникновение их сюда началось с момента создания в XIX в. Мариинской судоходной системы. С развитием промышленности (особенно целлюлозно-бумажной) и сельского хозяйства (в условиях применения минеральных удобрений, пестицидов) заметно стали изменяться фаунистические комплексы олигохет в профундали отдельных районов озера. Так, в Петрозаводской губе все меньшую роль стали играть *Spirosperma ferox*, *Stylodrilus heringianus*, *Lamprodrilus isoporus*, а в Кондопожской губе, загрязненной стоками ЦБК, единственным представителем олигохет в настоящее время является *Tubifex tubifex*.

В последнее время в фауне олигохет Онежского озера заметно увеличилась доля *Limnodrilus hoffmeisteri*, *Potamothrix hammoniensis*, *Tubifex tubifex*, что свидетельствует об усилении процесса эвтрофирования ряда его заливов (Новенецкий, Петрозаводская губа и др.).

Глава 7

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ОЗЕРА

История Онежского озера сходна с историей Ладоги. Можно считать доказанным, что котловины обоих озер созданы денудацией, главным образом ледниковым выпахиванием. В обе котловины не проникали воды поздне- и послеледниковых морских бассейнов, но в голоцене Онежское озеро развивалось не так, как Ладожское. На Ладоге происходило постепенное затопление южных берегов, а около 2 тыс. л. н. после образования р. Невы уровень озера резко снизился. Сток из Онежского озера шел по р. Свири в течение всего голоцена, очертания южных берегов почти не менялись, а изостатическое поднятие северной части котловины приводило там к осушению побережья. Можно выделить следующие основные этапы истории озера.

1. В протерозое в северной части современной Онежской котловины существовала тектоническая депрессия, возможно, занятая озером. К концу среднего протерозоя она была заполнена осадочными и вулканогенными породами. В дальнейшем на протяжении позднего протерозоя и почти всего кайнозоя никаких отрицательных форм рельефа и занимающих их обособленных водных бассейнов здесь не существовало.

2. Во время четвертичных оледенений через район будущего озера неоднократно продвигалась на юго-юго-восток Онежско-Белозерская ледниковая лопасть Скандинавского ледникового щита. Ледниковое выпахивание привело к образованию котловин в тех районах, где на поверхность выходили относительно менее устойчивые осадочные и метаморфические породы. Сложный рельеф возник на севере Онеж-

ской котловины, где заливы озера приурочены, как правило, к выходам протерозойских осадочных пород, а разделяющие их полуострова и острова — к выходам вулканогенных отложений. Южную часть Онежской котловины можно рассматривать как понижение между двумя куэстами — Шокшинской грядой, сложенной протерозойскими кварцитопесчаниками и пластовыми интрузиями диабазов, и карбоновым уступом, сложенным известняками.

3. Во время последнего (микулинского) межледниковья в Онежскую котловину проникали с севера воды бореального (Мгинского) моря. Не ясно, соединялись ли между собой морские бассейны, существовавшие в Онежской и Ладожской котловине.

4. К концу валдайского оледенения из Онежской котловины была удалена большая часть сформировавшихся до этого четвертичных отложений, в результате чего она приняла очертания, близкие к современным. Северная часть котловины была опущена более чем на 100 м под тяжестью ледниковой нагрузки.

5. Около 13 тыс. л. н., когда началось отступление ледников лужской стадии валдайского оледенения, образовалось Южно-Онежское приледниковое озеро. Первоначально оно затопляло современный Онежско-Белозерский водораздел и было частью Верхне-Волжской системы приледниковых озер. Затем сток из озера шел по сквозной долине Ошта—Тукша—Оять, а его уровень снизился до 100 м. Вскоре образовалась р. Свирь, нижнее течение которой постепенно освобождалось ото льда. Врезание Свири вызвало падение уровня Южно-Онежского озера до 75, 55, 45 м, а затем и до отметок, близких к современным (33 м).

6. Поскольку северная часть Онежской котловины была опущена, воды озера могли затопить современный Онежско-Сегозерский водораздел. В ходе дальнейшего отступления ледников Сегозеро получило сток в направлении Беломорской котловины. В этом же направлении мог в течение короткого времени происходить сток из Онежского озера, уровень которого должен был снизиться. Поднятие северного порога стока могло вызвать быстрое повышение уровня озера у южных берегов и возобновление стока по р. Свири. Существование этого этапа истории озера пока нельзя считать твердо установленным. Только дальнейшие исследования покажут, происходил ли в позднеледниковое время сток из Онежского озера в северном направлении.

7. На протяжении последних 11 тыс. лет уровень озера определялся положением порога стока в верхнем течении р. Свири и по климатическим причинам мог изменяться не более чем на 1—2 м. В юго-восточной части котловины (до линии пос. Шелдозеро—устье р. Водлы) все голоценовые береговые линии имеют высоты, лишь незначительно отличающиеся от высоты уровня современного озера, но плановое положение берегов значительно изменилось. На юго-востоке озера в пределах мелководий образовались косы-пересыши, отделенные от основной акватории озера многочисленными лагуны. Таково, например, оз. Муромское. Часть лагун превратилась в болота. Вероятно, такой же характер имело южное и юго-восточное побережья Ладожского озера 2—3 тыс. л. н. (до образования р. Невы). К северо-

востоку от линии пос. Шелтозеро—устье р. Водны происходило изостатическое поднятие. Оно было наибольшим на побережье Повенецкого залива, где раннеголоценовые береговые линии подняты на 30–40 м выше современного уровня озера. Это привело к значительному сокращению акватории озера.

8. По археологическим данным установлено, что в середине суббореала (3.5–3.7 тыс. л. н.) уровень Онежского озера повышался на 2–3 м. Это могло быть вызвано только временным повышением высоты порога стока в верхнем течении р. Свири в результате засорения ее русла. Поскольку в суббореале атмосферные осадки и речной сток несколько уменьшились, Свирь не смогла быстро углубить свое русло до прежних отметок; на это потребовалось несколько сот лет.

Глава 8

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОЗЕРА И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

Географическое положение и большой объем водных масс (292 км³) определяют Онежское озеро как холодноводный водоем, что обуславливает замедленное развитие биологических процессов, в том числе и процесса самоочищения. У онежской воды общая минерализация вдвое меньше, чем у ладожской, и для нее характерно высокое содержание кислорода во всей толще. Озеро относится к числу олиготрофных водоемов. С водосбора поступает около 850 т фосфора в год, а его среднее содержание в водах озера составляет 0,013 мг/л.

Загрязненность Онежского озера имеет локальный характер и приурочена к промышленным районам и трассам водного транспорта. Основными ее источниками являются сточные воды предприятий целлюлозно-бумажной промышленности, хозяйственно-бытовые стоки городов Медвежьегорск и Пудож и ливневые стоки г. Петрозаводска. Около 80 % общего количества загрязненных стоков поступает в озеро от Кондопожского целлюлозно-бумажного комбината, в районе которого среднегодовая концентрация органических веществ более чем в три раза превышает ПДК. Кондопожская губа потеряла рыбохозяйственное значение, а вода даже в 4–5 км от берега не может использоваться для питьевого водоснабжения.

Из-за сброса ливневых сточных вод г. Петрозаводска отмечается нефтяное загрязнение Петрозаводской губы, в 3 раза превышающее ПДК. Значительное нефтяное загрязнение наблюдается на трассах Беломорско-Балтийского водного пути и в Повенецком заливе, где содержание нефти в донных отложениях прибрежной зоны достигает 150–300 мг на 100 г сухого веса грунта.

В целом состояние Онежского озера является пока благополучным. Это обстоятельство имеет важное значение для замедления процессов эвтрофирования Ладожского озера, так как сток онежской воды по Свири способствует разбавлению волховской воды с большим содержанием фосфора. Вместе с тем дальнейшее изменение состояния Онежского озера внушает тревогу. Неотложными задачами являются прекращение сброса загрязненных сточных вод Кондопожского ЦБК и ликвидация загрязнения нефтепродуктами.

Глава I

ПРИРОДНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРА
И ЕГО ВОДОСБОРНОГО БАССЕЙНА

Псковско-Чудское озеро относится к числу крупнейших внутренних водоемов Европы, а в европейской части СССР занимает по площади третье место, уступая только Ладожскому и Онежскому озерам. В народном хозяйстве оно играет важную роль как объект для развития водного транспорта и рыбного хозяйства. В связи с возрастающей добычей и переработкой горючих сланцев и с эксплуатацией Прибалтийской и Эстонской ГРЭС водные ресурсы озера приобретают все увеличивающуюся ценность и как охладители крупных котлов электростанций. Среди донных отложений озера имеются значительные запасы лечебных гризей и строительных материалов, а его воды являются энергетической базой работы Нарвской ГЭС. Псковско-Чудское озеро обладает самой большой среди крупных озер Северной Европы продуктивностью промышленного рыболовства (30 кг/га). Его берега, особенно северные, интенсивно используются для проведения отдыха (летом в объеме 0,5 млн. человеко-дней). Но в условиях увеличения антропогенной нагрузки на озеро и его водосбор в экосистеме водоема произошли существенные негативные изменения.

Псковско-Чудское озеро принадлежит к водосборному бассейну Финского залива Балтийского моря и состоит из трех частей, или плёсов: наиболее обширного, называемого Чудским озером (по-эстонски и по-английски — Пейпси, по-немецки — Пейнус), южного, называемого Псковским озером (оз. Пухва), и соединяющего их небольшого Теплого озера (Лиммивярв, Созярв) (табл. 3).

В озеро впадает около 240 рек, ручьев и искусственных водотоков. Из них наиболее крупные — реки Великая и Суур-Эмайыги (норма стока 124 и 57,2 м³/с соответственно). Из озера вытекает короткая (77 км) и полноводная р. Нарва (норма стока 331 м³/с) с перепадом высот между истоком и устьем около 30 м.

Вода озера микробиологически относительно чистая — не более 1,4–2,4 млн. кл./мл, а первичная продукция фитопланктона колеблется в пределах 0,76–2,90 мг/л кислорода в сутки. Летняя биомасса зоопланктона здесь высокая — 2,6–3,5 г/м³, биомасса бентоса достигает 50 г/м³ (Чудско-Псковское озеро, 1983). В целом озеро относится к эвтрофному типу с мезотрофными чертами, причем отдельные его

Основные морфометрические показатели Псковско-Чудского озера при среднем многолетнем уровне воды (30.01 м) (Куллус, 1973)

Плеще	Площадь		Объем		Глубина, м	
	км ²	%	км ³	%	максимальная	средняя
Чудское озеро	2613	73	21.8	87	12.9	8.4
Псковское озеро	709	20	2.7	11	5.9	3.8
Теплое озеро	236	7	0.6	2	15.3	2.6
Псковско-Чудское озеро в целом	3558	100	25.1	100	15.3	7.1

части в этом отношении различаются: Чудское озеро мезотрофное, Псковское озеро эвтрофное, а в Теплом озере преобладают дизэвтрофные черты.

В озере обитает более 66 видов водных растений, свыше 757 таксонов водорослей, свыше 116 таксонов зоопланктона, 89 таксонов бентоса и 34 вида рыб. Основными видами промысловых рыб являются снеток, окунь, плотва, ерш, ряпушка, щука, лещ и сиг (Чудско-Псковское озеро, 1983). Общий вылов составляет 9—12 тыс. т рыбы в год, но доля малоценных видов велика (Marksoo, 1987).

Псковско-Чудское озеро имеет 35 островов общей площадью 27.2 км² (0.8 % площади озера), большинство из которых располагается в Псковском (15 с общей площадью 17.46 км²) и Теплом (12 с общей площадью 9.4 км²) озерах. Крупнейшими из них являются Козлино (11.1 км²), Нийриссаар (7.39 км²) и Каменка (3.38 км²). Вследствие абразии берегов, изменений уровня воды и его перекоса в южном направлении площадь островов претерпела значительные изменения даже за историческое время. Так, по данным А. Мийлера (Mieler, 1926), площадь о-ва Нийриссаар в 1796 г. составляла 20.08, в 1834 г. — 10.64, в 1900 г. — лишь 7.59 км². В дельтах и устьевых участках рек, впадающих в озеро, располагаются островки намывного происхождения, заливаемые при высоких уровнях воды. Их число в устье р. Великой — около 40, в устье р. Выханду — 3, в устьях рек Суур-Эмайыги, Логина и Самолва — по два. Интересно, что при повышении уровня озера, несмотря на затопление, общая площадь островов увеличивается за счет образования во время половодья на низких и извилистых береговых участках новых островов и островков. При уровне 31.8 м площадь островов составляет уже 32.9 км² (Чудско-Псковское озеро, 1983).

Характерной особенностью Псковско-Чудского озера являются значительные сезонные колебания уровня воды. Для уровняемого режима характерно растянутое (около 1.5 месяца и более) весеннее половодье, длительный (4—5 месяцев) его спад и осенне-зимняя межень, иногда сопровождаемая заметным осенним повышением уровня. Подъем уровня во время половодья обычно составляет не более 1 м, но наивысшая отметка превосходит среднее многолетнее значение на Чудском озере — на 176 см (12 V 1924), на Псковском — на 187 см (18 V 1924). Наибольшая амплитуда колебаний уровня озера равна 304 см (абсолютная высота самого низкого и самого высо-

кого уровнем 28,72 и 31,76 м). Когда уровни превышают средний многолетний (30,01 м), озеро, выйдя из берегов, начинает затоплять прилегающие к берегу угодья. При уровне 30,5 м площадь затопления равна 181 км², а при уровне 31,7 – 765 км². В 1956 г. наибольшая площадь затопления составила 647 км². (Чудско-Нековское озеро, 1983).

Современный рельеф озерной впадины и водосбора сформировался в результате ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции последнего (валдайского) оледенения. Основная часть территории занята плоскими озерно-ледниковыми и слабоволнистыми моренными равнинами. Почвообразующими породами всюду являются четвертичные отложения разного генезиса и состава. Преобладают дерново-подзолистые окультуренные почвы. Наибольшей распаханностью характеризуются западные и южные районы водосбора (до 70 %), наименьшей – северные (20–30 % и меньше). Болота составляют около 10 % территории. Наиболее крупные болотные массивы расположены в северо-западной части водосбора (район Алутагузе), в нижнем течении р. Суур-Эмайыги и к востоку от Теплого озера.

Бассейн озера целиком находится в лесной зоне и относится к Восточно-Прибалтийской геоботанической подпровинции. Л. Лаасимер (Laasimer, 1964) в пределах Нековско-Чудской впадины выделяет районы: 1) верховых болот и тоняных лесов Северо-Восточной Эстонии; 2) болот и пойменных лугов бассейна р. Педья; 3) еловых и смешанных еловых лесов Восточной и Средней Эстонии; 4) пойменных болот низовья р. Суур-Эмайыги; 5) песчаных сосняков и 6) мшистых ельников и осино-березовых лесов Гдова - Осмино.

Глава 2

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ИСТОРИИ ОЗЕРА

В предыдущей главе уже говорилось об ежегодном затоплении прибрежных районов озера. В 1840 и особенно в 1844 г. наблюдались катастрофические потоны, которые причиняли большой ущерб местному населению. Возникла также необходимость урегулирования рыбного хозяйства бассейна. Собранные для этой цели за более чем 20 лет экспедиционные материалы обобщались К. Э. Бэрм (1860) и Г. Гельмерсеном (1865, Helmersen, 1864). Г. Гельмерсен приводил убедительные данные о разрушениях на берегах островов и самого озера, определял типы берегов и дал их характеристику. Специально он (Helmersen, 1864) рассматривал геологию и развитие долины нижнего течения р. Нарвы. Оба исследователя правильно считали, что подъем уровня воды Чудского и Нековского озер в начале 40-х годов прошлого столетия и в последующем являлся результатом мелиоративных работ и уничтожения лесов, вследствие чего приток вод в озеро увеличивался. За прошедшие полтора столетия составлен ряд проектов понижения уровня воды в озере, из которых отчасти реализован проект А. Вельнера (Põrsi pinna... 1928).

Из наиболее существенных довоенных палеоэкологических и палеогеографических исследований, включая работы по дегляци-

ции впадины, следует отметить работы Х. Хаузена (Hausen, 1913a, 1913b), А. Таммекаанна (Tammekann, 1926, 1928, 1933, 1938), В. Рамзая (Ramsay, 1929) и К. К. Маркова (1931), усилиями которых были выяснены основные черты отступания ледника и развитие крупных ледниковых озер, образовавшихся перед его краем.

В послевоенное время в результате геологического картирования и специальных исследований эти представления были значительно дополнены и уточнены (Orviku, 1959; Пярна, 1960; Rähni, 1961; Ряхни, 1963; Раукас, Ряхни, 1966, 1969; Раукас и др., 1971; Каяк, 1963; Каяк, 1964; Раукас, Квасов, 1970; Квасов, 1975; Исаченков, 1965а, 1967, 1969а, 1970а; Либлик, 1969; Саммет, 1965; Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР, 1969; Геология СССР, 1971. Т. I). Значительно пополнились наши знания о дочетвертичном рельефе (Саммет, 1961; Исаченков, 1969б, 1970б; Ряхни, Таваст, 1981). Появились новые интересные представления о генезисе впадины (Саммет, 1961; Исаченков, 1966, 1975, 1976; Таваст, Раукас, 1982), а также результаты изучения неотектонических, в частности голоценовых и современных, движений, проявляющихся во впадине (Исаченков, 1969а, 1982, 1984; Можжев, 1973; Желнин, 1973; Валлер, Желнин, 1975; Мийдел, 1981). Несмотря на достигнутые успехи, неразработанность некоторых проблем, например распространения береговых линий разных стадий Псковско-Чудского озера, не позволяет составить достаточно обоснованной картины о влиянии движений земной коры на эволюцию озера.

Развитию речных долин, тесно связанному с движениями земной коры и развитием самого озера как базиса эрозии, посвящено немало работ (Орвику, 1960, 1969; Haug et al., 1964; Liblik, 1966; Исаченков, 1965б, 1969а; Мийдел, 1966а; Мийдел, Таваст, 1981; Малаховский, 1981; Г. Ханг, 1987). С целью выяснения развития озера были проведены необходимые для этого палинологические исследования болотных и озерных отложений, а обобщенные результаты опубликованы (Zinna, Piggus, 1961; Сарв, Ильвес, 1975; Пиррус и др., 1985). В литературе затронуты вопросы по геологии современных берегов Псковско-Чудского озера (Таваст, 1988; Tavast, 1984; Raikas, Tavast, 1987) и подробно освещены донные отложения (Донные отложения... 1981).

Псковско-Чудское озеро находится на границе двух республик — РСФСР и Эстонской ССР, которые одинаково пользуются его богатствами и одинаково должны нести ответственность за его состояние. С целью согласования действий двух республик по рациональному использованию и охране озера и его водосбора по инициативе Совета Министров Эстонской ССР в конце 1984 г. был создан координационный совет по Чудскому озеру. Два года спустя Государственный комитет СССР по науке и технике утвердил целевую программу исследований озер Советского Союза на XII пятилетку, в которую входит также программа комплексного исследования Псковско-Чудского озера (Симм, 1987). Общим руководителем и координатором программы является Институт озераведения АН СССР.

Рельеф дна озера

Пековско-Чудское озеро мелководно и имеет (как типичная допостная гляциодепрессия) довольно простые очертания в плане. Самый большой из плёсов, Чудское озеро, является и самым глубоководным (по преобладающим глубинам). Средняя глубина его равна 8,3 м при максимальной 12,9. На 80 % площади озера его глубины свыше 6 м. Вся центральная часть характеризуется ровным дном на глубине 8–10 м, где местами вырисовываются небольшие пологие овальные впадины глубиной 10–12 м. Генезис их, видимо, экзарационный (Раукас, Ряхни, 1981).

Сложным мелководным рельефом выделяется район о-ва Пийри-саар, окруженного широкой полосой песчаных отмелей, над которыми глубина воды колеблется от 0,3 до 2 м. Это создает большие трудности для водного транспорта и образует природную границу между Чудским и Телым озерами. Отдельные подводные банки, представляющие собой затопленные камы и конечные морены, встречаются также к юго-востоку от Раскопельского залива (Раскопельские банки и банка Островцы), близ Меэрапалу и Ветвеника.

В Телом озере между Мехикоорма и Шнево обнаружена максимальная для всего водоема глубина, равная 15,3 м, однако по преобладающим глубинам оно самое мелководное – средняя глубина всего лишь 2,6 м. Наиболее глубокие участки тяготеют к большой оси озера, где в рельефе дна выражены затопленные долины реки Великой и ее притоков (Мийдел, Таваст, 1981). Бывшая долина р. Великой неравномерно заполнена донными отложениями, чем обуславливаются и большие различия в глубинах озера. «Прижимы» в районе Мехикоорма и Шнево подразделяют Телое озеро на две части – Северный и Южный Ляммярв.

Наиболее ровным и однообразным является рельеф дна Пековского озера, средняя глубина которого 3,8 м, максимальная (близ о-ва Колинно) – 5,9 м. 2-метровая изобата удалена от берега на 0,2–0,5 км (Чудско-Пековское озеро, 1983). Почти на всей акватории озера дно плоское или слегка волнистое (относительные высоты дна не превышают 0,5–0,7 м) с преобладающими глубинами 3,5–4,5 м. Мелководный район расположен в окрестностях Талабских островов.

В отличие от центральной части озера прибрежная полоса, особенно вдоль западного берега, довольно расчлененная, как например участок береговой зоны между п-овом Лисье и банкой Рожницы, где кроме ряда подводных ям на глубине около 3 м прослеживается четкий уступ. На такой же глубине наблюдается уступ в районе Талабских островов и вокруг о-ва Земекко. В береговой зоне Пековского озера встречается много подводных банок, относительная высота которых 2–3 м; слой воды над ними обычно не более 0,5–1,5 м.

Рельеф поверхности коренных пород

Условной границей меридионально вытянутой Пековско-Чудской впадины является 40-метровая изогипса рельефа коренных пород (Таваст, Раукас, 1982). Небольшие понижения и возвышения с относительной высотой обычно до 10 м, а наиболее крупные — в северной ее части, у с. Радовели (абс. выс. 45 м) и Агусалу (абс. выс. 35 м), расчлениют впадину. В сторону озера рельеф постепенно понижается, и в озерной котловине абсолютные отметки колеблются в основном в пределах от 0 до +20 м (рис. 31, см. вкладку). У банки Сахмен в северной части озера коренные породы обнаружены на абсолютной отметке — 5 м (Какак, 1964). С юга Пековскую впадину ограничивает крутой склон девонской куэсты, относительная высота которой достигает 20 м (Исаченков, 1969б).

Поверхность коренных пород Пековско-Чудской впадины расчленена древними долинами. Они частично или полностью заполнены четвертичными отложениями. Большинство погребенных долин в современном рельефе не прослеживается. Только древняя долина р. Плюсы отчетливо выражена в современном рельефе (Саммет, 1961). Дно этой долины у с. Крапивно находится на абсолютных отметках 13, а вблизи с. Чернево — 7 м. Долины рек Жельчы, Толбы и Черной, вероятно, тоже расположены над древними долинами. Коренные породы вскрыты здесь на абсолютных отметках до —29 м. Сложная сеть древних долин обнаружена на южном берегу Пековского озера (Исаченков, 1969а). В долине р. Обдека у д. Сока дно долины находится на абс. отметке 13 м, у д. Вашина Гора — 21 м, у г. Печоры — 2 м, у д. Вымореки — 6 м.

А. Таммеканн (Tammekann, 1928) предполагал, что в доледниковое время воды текли в северном направлении через впадину, ныне занятую болотной системой Мурока, и по долине р. Пуртсе, а также в западном направлении по долине р. Суур-Эмайыги через Среднюю Эстонию в Матсалуский залив. В дальнейшем он коренным образом изменил свои взгляды (Tammekann, 1949) и считал, что сток по Пековско-Чудской впадине был направлен на юг. По мнению Д. Д. Квасова (1955), доледниковый сток проходил со стороны нынешнего местоположения г. Пекова через долины Рыуге и Абъя в сторону современного Рижского залива. Близкие взгляды разделяют также В. А. Исаченков (1981) и Д. Б. Малаховский с Б. Г. Федоровым (1984). В настоящее время наибольшее количество фактов говорит все же в пользу существования в Пековско-Чудской впадине меридионального стока (рис. 32). В дальнейшем воды, видимо, направлялись через Выру-Харгласкую долину и древнюю долину р. Гауя на запад (Мейронс, Страуме, Юшкевич, 1974; Müdel, Tavast, 1978). Наличие меридиональной долины на дне Теплого озера доказано геофизическими методами (Tavast, 1978).

Формирование озерной котловины

Примыкающая к озерной котловине с севера Лужско-Нарвская низина по возрасту очень древняя. Опираясь на факт несоглас-

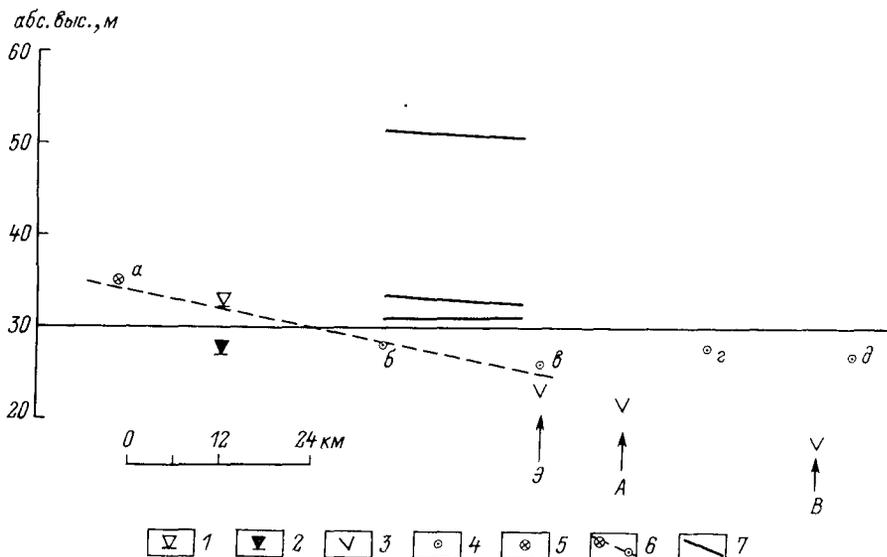


Рис. 32. Спектр поднятия (при азимуте 326°) некоторых геоморфологических элементов Псковско-Чудского озера (Мийдел, 1981).

1 — земная поверхность у с. Яама (истоки р. Нарвы); 2 — максимальный II Балтийский уровень Э. Саммета у с. Яама; 3 — дно р. Суур-Эмайги (Э), р. Ахья (А) у с. Ляянисте, р. Высанду (В) у пос. Ряпина; 4 — граница V_1/AT_2 в разрезе Аласо (6), Савику (а), о-ва Городица (г) и в устье р. Ровья (д); 5 — расположение озерной равнины у с. Раадна; 6 — предполагаемый уровень озера в атлантическое время; 7 — древние уровни (показаны только самый высокий и два самых низких), по Т. Диблик (1969).

ного залегания пород среднего девона на ордовикских, многие ученые (Шмидт, 1883; Марков, 1931; Таммеканн, 1949) считали, что эта низина начала формироваться уже в досреднедевонское время. На древность дочетвертичного рельефа косвенно указывает также наличие в западной части Ленинградской области эрозионного рельефа, погребенного под среднедевонскими отложениями.

Согласно Э. Ю. Саммету (1961), в средней части ордовикского плато находится досреднедевонская депрессия шириной 10–12 км, заполненная отложениями среднего девона мощностью 30–45 м. Этот эрозионный рельеф четко проявляется на карте додевонского рельефа, составленной И. Туулингом (1988а). Южный склон депрессии известен под названием «везенбергский уступ». Его верхняя часть сложена креккими известняками раквереского горизонта. И. Туулингом уточнено положение «везенбергского уступа» под девонскими отложениями также в крайней северной части озерной котловины. Известно, что связанный с раквереским горизонтом уступ пересекает всю Северную Эстонию.

Таким образом, северная часть озерной котловины представляет собой в основном откопанный эрозионно-денудационный рельеф досреднедевонского возраста, который в большей части озерной котловины погребен под средне- и верхнедевонскими, а частично и под силурийскими породами.

Основная часть Псковско-Чудской озерной котловины подстилается средне- и верхнедевонскими отложениями и, следовательно, по возрасту моложе. Учитывая приведенные выше данные о распространении погребенных долин на окружающей территории, можно предположить, что в неогене котловина была освоена речной сетью, сток которой направлялся на юг и юго-запад. Судя по распространению погребенных долин, дочетвертичный водораздел проходил через северную часть Псковско-Чудской озерной котловины (Саммет, 1964). Севернее водораздела сток был направлен во впадину Финского залива (погребенные долины Вазавере, Савала и др.), а южнее от него — на юго-запад, в сторону Рижского залива. Доледниковая речная сеть на территории западной части Псковской области направлялась в котловину Псковско-Чудского озера (Исаенков, 1966). Все это показывает, что зародыш озерной котловины существовал уже до начала четвертичного периода.

Некоторые исследователи рассматривают котловину и прилегающие к ней низины как денудационные формы (Марков, 1931; Orviku, 1959), отрицая участие тектоники в их формировании. Другие придают основное значение тектоническому фактору. По Э. Ю. Саммету (1964), об этом свидетельствуют падение в котловину древних долин, ее форма, уступы на западном берегу и брахиантиклинальные структуры в Чудском озере. Ряд исследователей связывает образование озерной котловины либо с меридиональной зоной разломов кристаллического фундамента (Николаев, 1967; Шульц, 1969), либо с меридиональной мобильной полосой (Каплан, Сувейдис, 1970), наличие которой доказывается находкой диабазов в скважине Муствес (правильно Алатскиви) и отсутствием пород силура и пярнуского горизонта девона к востоку от этой полосы.

Приведенные доказательства не вполне убедительны. При наличии вдоль озерной котловины меридиональной мобильной полосы последняя должна отражаться в распределении фаций и мощностей ордовикских отложений, но, судя по данным Р. Мяниля (1966), этого не наблюдается. Восточная граница распространения силурийских пород эстонскими исследователями (Силур Эстонии, 1971) принимается как эрозионная. Нет в кристаллическом фундаменте также крупных меридиональных разломов. По Р. Вахеру (1972), поверхность кристаллического фундамента понижается в южном направлении постепенно. До сих пор нет также данных, которые указывали бы на смещение слоев на бортах котловины. Учитывая это, нельзя уверенно говорить о тектонической природе Псковско-Чудской озерной котловины.

В последнее время многие исследователи подчеркивают большое значение ледниковой экзарации в развитии рельефа поверхности коренных пород. По оценкам В. А. Исаенкова (1975, 1976) и А. Н. Маккаверова (1975), плейстоценовые ледники в языковых понижениях, к числу которых принадлежит и Псковско-Чудская впадина, могли снести слои коренных пород общей мощностью до 100 м. Нет сомнения, что в этой впадине во время всех оледенений располагались активные ледниковые языки и происходила интенсивная экзарация. Об этом говорят небольшая мощность плейстоценовых отложе-

ний, почти полное отсутствие нижне- и среднеплейстоценовых отложений и простое геологическое строение четвертичного покрова. Интенсивной эрозии во впадине содействовали широкое распространение относительно легко эродируемых среднедевонских алевролитов и песчаников и наличие меридиональной неогеновой эрозионной сети в котловине. В свете сказанного, озерная котловина получила свой нынешний облик благодаря эрозии плейстоценовых ледников, как это предполагали А. Таммекаин (Таммекаин, 1949), Э. Таваст и А. Раукас (1982) и многие другие.

Таким образом, котловина Исковско-Чудского озера по времени образования разновозрастная, а по генезису — полигенетическая, в основном эрозационная. Избирательной эрозии и денудации, возможно, содействовал и тектонический фактор, в частности трещиноватость пород, но выяснение его роли требует дальнейших исследований.

Геологическое строение озерной котловины

Котловина Исковско-Чудского озера расположена на южном склоне Балтийского щита. Кристаллический фундамент, залегая в северной части котловины на глубине около 250 м (в скв. Яма на глубине — 289 м), погружается на юг с очень небольшим уклоном — 2.0–2.2 м/км (Вахер, 1972), а на юге у Вярска находится на глубине 563 м. На фоне спокойного залегания существенных отклонений нет, за исключением структуры Мишина Гора, которая А. И. Шмаеноком с С. Н. Тихомировым (1974) рассматривается как трубка взрыва, а В. Л. Масайтисом (1973) — как метеоритный кратер (астролема) позднедевонского возраста.

На кристаллическом фундаменте залегают вендские и кембрийские терригенные породы (песчаники, алевролиты, глины и др.) общей мощностью 130–210 м, в котловине не обнажающиеся. Ордовикские породы мощностью 180 м, представленные в основном карбонатными породами, для которых характерны относительно большие глинистость и доломитизация (Polma, Kleesment, 1985), начиная от раквереского горизонта в котловине выходят в виде почти субширотных полос разной ширины. В северной ее части самую большую площадь занимают выходы набалаского и киргусского горизонтов. Хотя ордовик состоит главным образом из карбонатных пород, эти породы по физико-механическим свойствам и, следовательно, по устойчивости к эрозионно-денудационным процессам далеко не однородны. Наиболее устойчивыми являются желтовато-серые плотные афанитовые известняки раквереского и афанитовые или микрокристаллические, местами с тонкими слоями мергелей, известняки набалаского горизонтов. Сильная доломитизация увеличивает их сопротивление к истиранию и химическую стойкость. С этими породами в рельефе коренных пород связаны пластовые возвышения и уступы. Вормсикий и киргуский горизонты сложены доломитизированными глинистыми и известковистыми мергелями и известняками с разным содержанием глинистого материала. В вормсиеском горизонте рас-

пространены детритовые и оолитовые известняки. Силурийские породы в пределах котловины мало распространены.

Основная часть котловины сложена среднедевонскими и крайняя южная — верхнедевонскими породами. Только в скважине Вирска установлены и нижнедевонские. Отложения девона, на юге достигающие 450-метровой мощности, представлены в основном терригенными породами. В большей части котловины на ордовике залегают песчаники резекнского горизонта, но они не обнажаются. Вышеележащий пярнуский горизонт состоит из слабо- или среднецементированных розоватых мелкозернистых песчаников. Наровский горизонт, местами обнажающийся в северной части котловины, представлен серыми долеритами, глинами и алевролитами, содержащими прослой долеритов и доломитов. Арукюлаский и буртниецкий горизонты представлены песчаниками, причем в первом большую роль играют слабоцементированные песчаные алевролиты. В окраске пород преобладают красные тона.

Нижняя часть верхнего девона сложена светлыми кварцевыми песками гауяского горизонта, распространенными в южной части озерной котловины. Песчанистыми породами представлен и подстилающий аматский горизонт. Разрез девона в озерной котловине завершается снегогорскими слоями плявишского горизонта, состоящего из микрокристаллических тонкослоистых доломитов и долеритов. Эти породы участвуют уже в строении верхнедевонского плато и уступов на южном и восточном берегах Псковского озера.

На сильно дислоцированном кристаллическом фундаменте залегают отложения слабо нарушенного платформенного чехла. Его современной региональной структурой является Эстонская моноклинали, для которой характерно общее погружение согласно поверхности фундамента слоистой толщи коренных пород на юг под углом 2—3,5 м/км. Структура осадочной толщи в северной части котловины, входящей в Прибалтийский фосфорито-сланцевый бассейн, детально изучена Р. Вахером (1983) и Н. Туулингом (1988а, 1988б).

Неотектонические и современные движения

В неогене и раннечетвертичное время впадина испытывала в основном восходящие движения. В течение четвертичного периода движения земной коры имели, вероятно, колебательный характер в зависимости от чередования ледниковых нагрузок и разгрузок. Поздне- и послеледниковые движения земной коры изучены лучше прочих, а наиболее ценные сведения получены в результате исследования древних береговых форм водоемов, образовавшихся в Псковско-Чудской котловине. Для позднеледниковых водоемов составлено много диаграмм эпейрогенического поднятия (Mieler, 1926, 1929; Таммеканн, 1926; Пярна, 1960; Раукас, Ряхни, 1969; Либлик, 1969; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971), которые в связи с использованием разных азимутов наиболее интенсивного поднятия несколько отличаются друг от друга. Все они указывают на перекося впадины в ре-

зультате гляциоизостатических движений, имеющих большую интенсивность на севере, чем на юге.

Если допустить, что уровни Чудского приледникового озера Ре-I - Ре-IV действительно древнее, чем установленные Т. Либлик (1969) уровни Чудского озера, то придется признать, что интенсивность (скорости) поднятия в северной части впадины уменьшалась очень быстро. По А. Раукасу и Э. Ряхли (1969), уровни Ре-I и Ре-II имеют градиенты поднятия порядка 55—65 см/км, а более молодые уровни, по Т. Либлик (1969), — только от 4—6 до 8—9 см/км. Исходя из данных Х. Кессел и А. Мийдела (1973) эти градиенты, следовательно, и интенсивность поднятия земной коры сравнимы с градиентами береговых линий конца Литоринового и начала Лимнивого морей.

Пока не выяснена величина позднеледникового поднятия в районе Псковского озера, но, учитывая данные о высоте и возрасте речных террас в долинах Южной Эстонии, можно предположить (Мийдел, 1981), что эта часть озерной котловины в позднеледниковое время была относительно стабильной.

Высота и распространение голоценовых береговых образований Псковско-Чудского озера еще мало изучены, но была предпринята попытка определить положение одного из уровней голоценового возраста (Мийдел, 1981). Вероятно, с какой-то из фаз развития озера в голоцене связаны хорошо выраженные и геоморфологически явно молодые береговые образования у Раадна (вблизи Ранна-Пунгеря), перед которыми расположена местами заболоченная терраса абсолютной высотой 35—36 м (рис. 32). По Р. Пиррус, небольшое болото, расположенное на этой террасе, начало развиваться в конце атлантического периода. Видимо, и возраст береговых образований такой же. В этом случае величина поднятия земной коры в северной части котловины с конца атлантического периода составляет около 5 м. Градиент предполагаемого уровня между Раадна и устьем р. Суур-Эмайыги составляет 14,5 см/км при азимуте поднятия 326°. Такой градиент соответствует градиентам поднятия береговых линий Литоринового моря (Кессел, Мийдел, 1973).

Неравномерное поднятие земной коры привело к поднятию базиса эрозии и вместе с тем — к заболачиванию южных берегов озера и накоплению аллювиальных и аллювиально-озерных отложений в нижнем течении рек, впадающих в озеро (Орвику, 1960; Мийдел, 1966а; Мийдел, Таваст, 1981). Этот процесс, судя по данным спорово-пыльцевого анализа, начался в общем во второй половине атлантического периода или в начале суббореального периода, местами и позже, в зависимости от рельефа минеральных отложений. В устье р. Суур-Эмайыги процесс поднятия уровня воды восстановлен на основе изучения разреза Савику (Сарв, Ильвес, 1975).

Перекос озерной ваины продолжается. По картам современных движений земной коры в ее северной части намечается поднятие со скоростью 0,2—0,4 мм/год, а в южной части — опускание со скоростью до 1,2 мм/год (Валлнер, Желнин, 1975). Эта тенденция подтверждается геолого-геоморфологическими и историко-археологиче-

скими данными. О наступлении вод в южном направлении говорят результаты многих исследований (Mieler, 1926; Кажак, 1964; Раукас, Ряхни, 1969; Пиррус и др., 1985). О подъеме уровня воды в южной части впадины свидетельствуют также находки развалин разных построек под водой в районе островов Городец, Вороний и др. (Караев, 1966; Тюлина, 1966). Перекос озерной котловины подтверждается также анализом продольных профилей рек Псковско-Чудского бассейна: у впадающих в Чудское озеро с севера они близки к прямолинейным, в южной части котловины — вогнутые и с характерно убывающим в направлении устьев падением, не превышающим 5 см/км (Мийдел, 1966а).

Мощность и характер четвертичного покрова

В пределах Псковско-Чудской впадины мощность четвертичных отложений значительно колеблется. В северной ее части она обычно не превышает 5 м, а наибольшие значения (до 15—20 м) приурочены к краевым ледниковым образованиям Авипурме-Тудулиина и к лимногляциальным камам севернее озера (Раукас, 1978). На западном берегу Чудского и Псковского озер мощности отложений изменчивы, но обычно не более 5—10 м, при этом и здесь наибольшие их значения связаны с краевыми ледниковыми образованиями, например в районе Тэльязе, Наутразе, Кайу и Мустоя, но особенно — с погребенными долинами: в г. Калласте — 49 м, в пос. Алатскиви — 55 м, в д. Линте — около 145 м и т. д. На восточном берегу Чудского озера мощность четвертичных отложений также обычно не превышает 5 м, но часто не достигает даже 1 м (у с. Орлово, ст. Добручи, вблизи с. Большие Поля и др.). От с. Хитово до с. Спицино мощность четвертичных отложений обычно составляет 2—5 м и лишь у с. Лаптовицы достигает 8 м. Значительная мощность отложений (более 10 м) обнаружена в пределах краевых ледниковых образований. Так, у с. Городице она превышает 30 м; в погребенной долине р. Плюсы у с. Крапиво доходит до 45,6 м; в южной части Псковско-Чудской впадины обычно составляет порядка 10 м (Исаченков, 1969а, 1969б), но местами (у пос. Изборск, с. Сенно и др.) коренные породы обнажаются на земной поверхности. Мощность четвертичных отложений до 10 м отмечается также на озерной равнине перед Псковским уступом, а бо́льшая и здесь характерна для древних долин. Так, в древней долине р. Начковки она составляет 55 м, в долине р. Обдеха у д. Сосно — 47 м, в долине р. Пиузы у д. Выморечи — 50 м (Саммет, 1961). Данных о мощности отложений в акватории озера немного. Вблизи банки Сахмена мощность четвертичных отложений, преимущественно плейстоценовых, достигает 27,5 м (Кажак, 1964), но в целом она небольшая (Ряхни, Таваст, 1981).

В пределах впадины пока надежно установлены лишь верхневалдайские отложения, причем по условиям залегания морен можно предположить наличие ледниковых отложений нескольких стадий или фаз (Раукас, 1963; Кажак, 1964). Местами, например у Роостоя и Тудулиина, разновозрастные стадияльные морены залегают непосредственно одна на другой, а в других районах (Лисье, Ляэнисте)

они отделены друг от друга водно-ледниковыми отложениями, в частности ленточными глинами различной мощности (Pirpenberg, 1935; Раукас и др., 1971). Разновозрастные стадияльные или фазияльные морены обычно четко отличаются по литологическому составу.

Нижнеплейстоценовые отложения во впадине не обнаружены. Лишь условно можно говорить также и о наличии в ней среднеплейстоценовых (московских).

Наиболее широко распространена морена, средняя мощность которой колеблется от 2 до 8 м. Обширные территории, включая северную часть современной озерной впадины, покрыты также лимногляциальными отложениями, особенно ленточными глинами мощностью 8—10 м (например, в Роостоя). Флювиогляциальные отложения, развитые менее широко, представлены в форме флювиогляциальных камов (Мустве), озв (Сланцы) и дельт (о-в Пийриссаар). В долинах рек Выханду, Пууза и других встречаются позднеледниковые древнеаллювиальные песчаные отложения, рассматриваемые некоторыми исследователями как долинские задрры.

Из голоценовых отложений наиболее широко развиты болотные отложения, мощность которых достигает 8—9 м (болото Пухату и Большой Мох). Под торфяниками нередко залегают озерные сапропели (болота Сели, Пятнистый Мох, Чистый Мох и др.), мощность которых на дне оз. Вярэка доходит до 10,6 м.

Доловые отложения широко развиты на северном побережье Чудского озера, в пределах камового поля Княжья Гора, близ с. Подборье, восточнее Теплого озера и в ряде других мест. Мощность их доходит до 20—25 м (Выхма). Аллювиальные отложения ввиду относительно небольших размеров долин имеют во впадине ограниченное распространение, но мощность их довольно велика (в долине р. Плюсы южнее г. Сланцы — порядка 10 м, в нижнем течении р. Выханду — 13,5 м).

Развитие гидрографической сети в водосборном бассейне озера

Заложение современной гидрографической сети началось в позднем плейстоцене во время отечьяской стадии последнего оледенения, когда образовались I и II Нековские приледниковые озера, занявшие и межлопастную Вырусскую низину. Их уровень, видимо, не превышал 100 м. Террасы в долине р. Пуухайги и ровные гребни камов выше 100 м — вероятно, следы бывших локальных ледниковых озер на Отечьяской возвышенности. Процесс понижения уровня и расширения озер сопровождался периодами их стабилизации. Тогда же в долине р. Пуухайги формировались наклоненные в сторону Вырусской низины речные террасы на высотах 97, 94, 92, 90, 87, 85, 83, 80—81, 77, 75 м над ур. моря. В Вырусской низине им соответствуют террасы в лимногляциальных песках на высотах 95, 87—88, 85, 80, 77, 75, 73, 71,5 м; в долине р. Мустыги — на высотах 79, 77,5, 75, 73 м; на Средне-Гауйской низменности — на высотах 91, 89, 70 м. Горизонтальное расположение и сходное строение террас позволяют предпо-

дожить, что уровни воды в Исковском и Средне-Гауйском водоемах были одинаковыми.

Важным моментом в развитии гидрографической сети явилось прекращение сообщения водоемов через Вырусскую долину в связи с падением уровня воды ниже 75 м, т. е. ниже высоты водораздела бассейна рек Гауй и Пиузы у с. Набина (Liblik, 1966). Талые воды мертвых льдов Отеняской и Хааньской возвышенностей пошли себе путь через долину р. Мустиыги в водоем на Средне-Гауйской низменности. Понижение уровня этого водоема маркируют террасы р. Мустиыги на высоте 69, 67, 65, 62, 60 м. С этим водоемом по долине р. Вайке-Эмайыги (террасы на высоте 61 и 52 м) соединялся и водоем, существовавший на Виртсъярвской низине.

Дальнейшее отступление ледника привело к образованию I, II и III Чудских приледниковых озер с несколькими фазами (Раукас, Ряхни, 1969). Сток из последнего осуществлялся через древнюю долину Суур-Эмайыги, которая в это время представляла собой короткий пролив между приледниковыми озерами. Со стороны Отеняской возвышенности в этот пролив впадали долины Кавильды, Эльвы и Консу.

В позднем плейстоцене началось заложение долин также в восточной части котловины Исково-Чудского озера. Верховья относительно коротких долин рек Черной, Толбы и Исковы формируются еще до того, как растаял мертвый лёд на Лужской возвышенности. Этим объясняется извилистость долин на возвышенности. Река Желча течет по древней эрозионной ложбине, которая в позднем плейстоцене была залита водами Чудского приледникового озера. Сквозные реликтовые долины на водоразделе Исково-Чудского озера и р. Плюсы свидетельствуют о существовании в прошлом связи между приледниковыми озерами, существовавшими в котловине Чудского озера и далее к востоку.

В результате понижения уровня приледниковых озер в долинах образовались террасы, сложенные флювио- и лимногляциальными отложениями без каких бы то ни было растительных остатков или органических прослоек. Корреляция речных террас и береговых образований рассмотрена многими исследователями (Hang et al., 1964; Мийдел).

В долинах южной части бассейна террасы начинаются в среднем течении рек, образуя открытые в направлении устьев спектры террас из разной относительной высоты. При этом в отдельных долинах террасы выпадают из спектра целыми группами. Во время остановки края ледника на линии Мехикоорма-Пнево уровень воды в Исковском приледниковом озере был 60—62 м (Раукас, Ряхни, 1969). На такой же высоте в ряде долин расположены группы террас. Почти каждой остановке края ледника соответствует определенная группа террас в Южно-Эстонских долинах, что объясняется более или менее стабильным уровнем приледникового озера перед краем ледника. В ходе отступления ледника освобождались из подо льда более низкие пороги стока. В результате этого уровень в озере быстро понижался, что приводило к врезанию в долинах.

Ввиду отсутствия достоверных датировок отложений террас трудно определить скорость врезания во время отдельных этапов деградации. Если предположить, что образование террас началось во время сакалаской стадии, т. е. 12 250 л. н., и прекратилось в позднем дриасе около 10 200 л. н., получается, что средняя скорость вреза составляла в долине р. Выханду 14,8 мм/г, а р. Пиузы — 20,4 мм/г.

После отступления ледника до краевых образований сакалаской и пандивереской стадий котловина озера освободилась ото льда, а гидрографическая сеть приобрела очертания, близкие к современным. На севере началось развитие верховьев долин рек, стекающих с южных склонов Пандивереской возвышенности. В конце позднеледникового времени произошла глубокая регрессия Чудского приледникового озера, на месте которого возникло Малое Чудское озеро (Орвику, 1969; Раукас, Ряхин, 1969). В южной части на дне современной котловины сформировалась долина р. Великой, притоками которой были реки Эмайыга, Желча, Выханду, Толба, Пиуза и др.

В голоцене были выработаны относительно неглубокие долины северной части впадины. Для долин южной части характерно формирование широких аккумулятивных пойм. Это объясняется поднятием базиса эрозии и соответственно уменьшением продольного уклона долин. Выделяются русловая, пойменная и старичная фации, причем мощность пойменных отложений увеличивается вниз по течению. Мощность аллювия в устье р. Суур-Эмайыги составляет 5—6 м, р. Выханду — 13,5 м, р. Пиузы — 10 м, р. Оптега — 10 м. Развитие долин в среднем и верхнем течениях рек происходит под действием и других геологических факторов (характер рельефа коренных пород, литология размываемых отложений и др.).

В пределах пойм часто встречаются старицы, но до сих пор нет точных данных о возрасте старичных отложений, поэтому отсутствуют и достоверные данные о палеогидрологическом режиме и его изменениях. Предварительные данные позволяют заключить, что расходы воды были относительно стабильными в течение всего голоцена.

Глава 4

СОВРЕМЕННЫЕ БЕРЕГА И ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Современные берега и их рекреационное значение

Современная береговая линия Псковско-Чудского озера характеризуется плавными очертаниями и расчленена слабо. Вся северная часть озера полностью лишена бухт и заливов. В юго-восточной части Чудского озера лежит Раскопельская бухта, в Теплом озере — Желчинская, в северо-западной части Псковского озера — Вярская бухта. Все они по площади небольшие и мелководные и не удобны для стоянки и зимовки судов. Волновое воздействие в береговой зоне ввиду малых глубин озера и ограниченных размеров Теплового и Псковского плёсов довольно слабое, а по причине постепенного наступания вод к югу на недавно занятую озером территорию — еще и очень крат-

современное. Поэтому очертания современной береговой линии здесь практически полностью обусловлены неровностями первичного рельефа (Раукас, Ряхни, 1981).

Общая длина береговой линии всего водоема составляет 520 км, из которой на Чудское озеро приходится 260 км (50 %), на Псковское — 177 км (34 %), Теплое — 83 км (16 %). Показатель развития берега составляет 1.44, 1.88 и 1.52 соответственно (Чудско-Псковское озеро, 1983).

Систематическое изучение берегов Псковско-Чудского озера начато сотрудниками Института геологии АН ЭССР в 1969 г. (Tavast, 1984; Raukas, Tavast, 1987; Раукас и др., 1988). С целью исследования объема и скорости абразии берегов заложены экспериментальные полигоны.

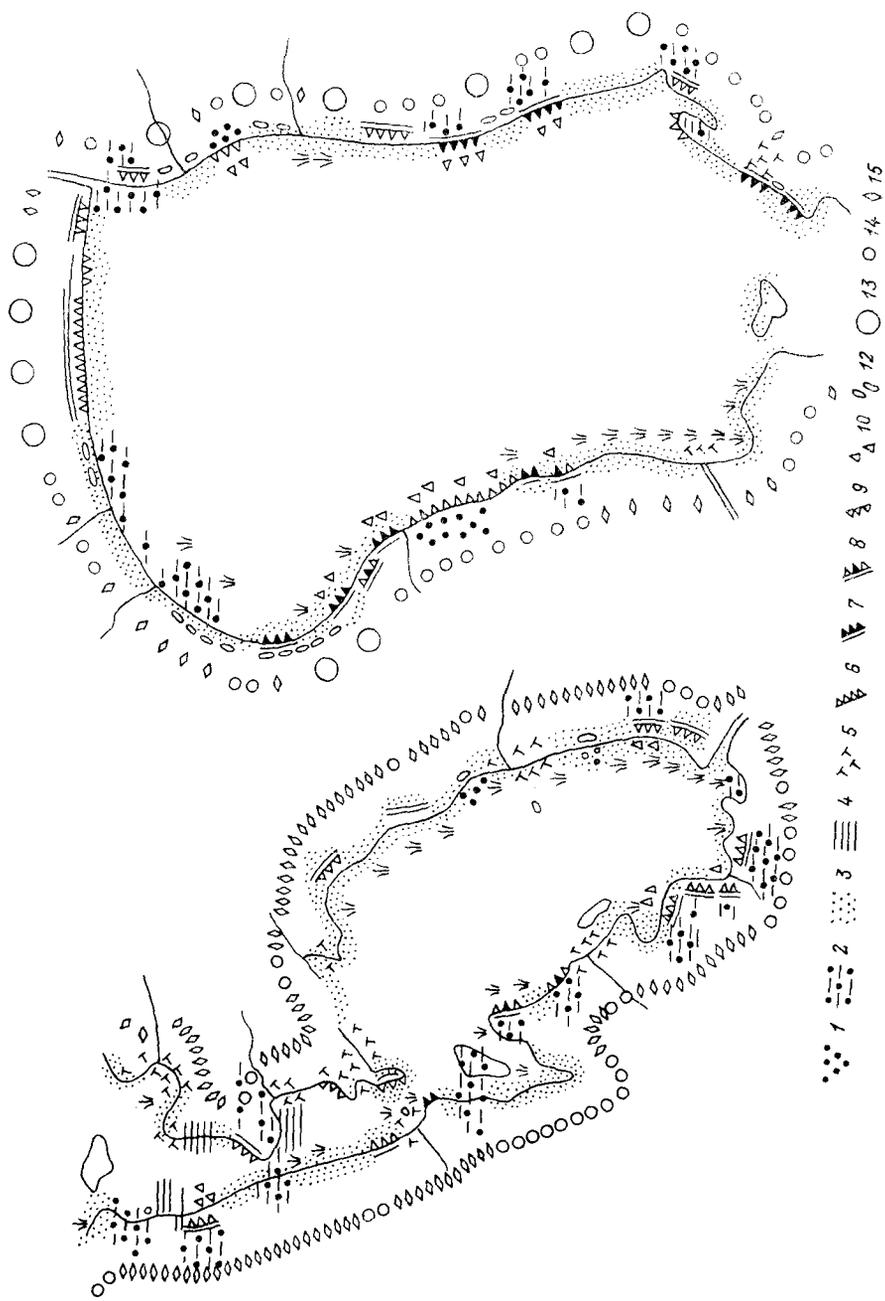
Для озера характерны как обрывистые, так и низменные берега (рис. 33), клифовые в коренных породах встречаются редко. На западном берегу в районе г. Калласте в девонских песчаниках выработан абразионный уступ высотой 8 м, в нижней части которого имеются волно-прибойные ниши; на восточном аналогичный встречается в Скамье и в Полично. Обычно песчаники покрыты мореной и тонким слоем песка. На подводном склоне и у подножия клифа расположены многочисленные эрратические валуны.

Широко развиты абразионные уступы, сложенные четвертичными отложениями; уступы, сложенные мореной, встречаются во всех частях озера, имея длину от нескольких десятков метров до нескольких километров, и обычно покрыты маломощным (5—100 см) слоем песка (например, в окрестностях Подлинье, Кленно и Ветвенника). Перед уступами развита каменная мостовая и расположены эрратические валуны.

Моренные берега могут быть активными, отмирающими (у д. Дривлика и с. Лисье) или отмершими (у д. Раскопель, на Талабских островах). Перед отмирающим уступом находится задержанный моренный пляж шириной 10—20 м. Реже на урете воды расположен узкий песчаный пляж.

Абразионные уступы, сложенные песками, особенно широко распространены на северном и западном побережьях Чудского озера. В уступах обнажаются древние дюны, береговые валы или камовые отложения. На северном берегу Чудского озера береговой уступ в древних дюнах и береговых отложениях прослеживается на протяжении 30 км. Местами встречаются два или даже три уступа. Ширина активного пляжа перед уступом колеблется в зависимости от уровня воды от 3 до 15 м. Мощность песчаных наносов на пляже и на подводном склоне небольшая, но они пополняются материалом абразии дюн при эпизодических нагонах и при сильных штормах. При спадах на осушенном подводном склоне местами обнажается морена. Ширина осушки достигает 100 м. Некоторый избыток песка наблюдается только у устьев рек и ручьев, поэтому там встречаются самые высокие дюны (у д. Смольницы и Алайы).

На восточном берегу Чудского озера береговой уступ в дюнах прослеживается вблизи устья р. Симаневки. Высота уступа составляет



1,5 м. Ширина донных гряд достигает 50 м, высота дон 2 м. Песчаные уступы, в которых обнажаются древние береговые валы, можно наблюдать на восточном и западном берегах Чудского озера, на западном берегу Теплого озера и на южном и восточном берегу Исковского озера.

Уступ в камовых песках обнаружен на восточном берегу Чудского озера севернее д. Подборовье. Длина уступа составляет 2 км, высота — 7 м. Поверхностные слои камовых песков перевесены в донны высотой 5—6 м.

Уступ, сложенный торфом, расположен на восточном берегу Чудского озера у д. Подлоще. Высота уступа достигает 70 см, длина — 1,5 км.

Низменные песчаные, илистые, торфяные и моренные берега встречаются всюду, но особенно широко — на Исковском озере. На западе Чудского озера низменный песчаный берег распространяется от с. Таммисвяэ до г. Мустьяэ и южнее д. Пуйвкюла; на востоке — у д. Подборовье и близ д. Сийдыно, а на Теплом озере — у с. Мезранату. Пляж обычно задерживан и ограничен низким береговым валом высотой 0,5—1,5 м. На подводном склоне тростниковая зона достигает ширины 200 м (например, в устье р. Омеу).

Низменный торфяной берег прослеживается на Теплом озере в бухте Жельчи, южнее устья р. Ровья; на Исковском озере — в устьях рек Черной и Толбы; на Чудском — в окрестностях устья р. Суур-Эмайыги. Низменные илистые и моренные берега в основном свойственны Теплому и Исковскому озерам, а на Чудском — редки.

Исковско-Чудское озеро — излюбленное место отдыха. В летние дни на его берегах одновременно пребывают десятки тысяч отдыхающих. И уже сейчас на озерном побережье Чудского озера наблюдаются непоправимые следы небрежного отношения людей к природе (ошибки в строительной политике, интенсивное вытаптывание, засорение и т. д.), требующие немедленного рассредоточения отдыхающих по побережью озера. В озерной впадине или в ее непосредственной близости имеются большие и еще не используемые запасы лечебных грязей (Вярска, Раскопелье, Городец, Лахенера, Умбьярв, Ляммиярв) и минеральных вод (Вярска, Алатекиви, Мехикоорма, Куннигакюла, Пылва, Выру, Печоры), что способно обеспечить значительное расширение курортного хозяйства. В то же время большая перемежаемость типов берегов и широкое развитие их песчаных разновидностей позволяют не только рассредоточить отдыхающих, но и увеличить их количество, в частности на восточном побережье Чудского озера.

По рекреационному значению берега озера целесообразно разделить на весьма пригодные (активные песчаные), пригодные (задер-

Рис. 33. Типы берегов и пригодность их для отдыха. Составила О. Х. Таваст.

1 — девонские песчаники; 2 — морена; 3 — песок; 4 — глина; 5 — торф; 6 — клиф; 7—9 — уступы в четвертичных отложениях (7 — активный, 8 — отмирающий, 9 — отмерший); 10 — вадуны; 11 — береговой вал; 12 — заросли тростника и камыша; 13—15 — степени пригодности берега для отдыха (13 — весьма пригодные, 14 — пригодные, 15 — малоприспособные и непригодные).

нованные песчаные, уступовые моренные, клифовые), малопригодные (моренные, илстые) и непригодные (торфяные, сильно задернованные илстые) (рис. 33).

Древние береговые образования

Древние береговые образования — береговые валы, абразионные уступы и склоны, а также абразионно-аккумулятивные террасы на 7 разных уровнях — были описаны на части побережья Псковско-Чудского озера, между Кавасту и Алатскиви (Либлик, 1969). При составлении спектра этих образований использовано азимут самого высокого поднятия — 326° (рис. 34). Уклоны разновозрастных уровней составляют для более древних 8—9 см, а для более молодых — 4—6 см на 1 км. Эти береговые формы возникли в конце позднеледникового времени и в начале голоцена, когда уровень воды понизился до уровня Малого Чудского озера. Для восстановления позднеледникового этапа развития озера могут быть использованы еще и дюнные гряды, а также ровные гребни озов и камов и абсолютные высоты плоских поверхностей флювиогляциальных дельт (рис. 35).

Среди широко распространенных древних абразионных уступов самые высокие и морфологически четкие имеют высоту до 10—13 м и прослеживаются на склонах краевых ледниковых образований, хуже сохранившиеся на склонах древних дюн. На бровке уступов местами встречаются дюны высотой 1—15 м. В условиях нерасчлененного рельефа и при малых уклонах образовались абразионные склоны и террасы. Береговые валы высотой не более 1—2 м распространяются прерывистыми грядами начиная от Локубуу до устья р. Омеду.

В ряде случаев на положение древней береговой линии указывают также дюны. Самые крупные древние дюны расположены в северной и восточной частях Псковско-Чудской впадины, меньшие — во многих районах побережья. Между устьем р. Ранна-Пунгерья и д. Лагеди развит комплекс береговых образований, который по геологическому строению и возрасту делится на две части. Северная часть представляет собой дюнную гряду высотой до 12 м, которая начинается у р. Ранна-Пунгерья и протягивается на запад на 8 км до р. Авийыги. Южный подветренный склон имеет уклон $28-35^\circ$, а северный $16-20^\circ$. К. Марков (1931) предполагает, что эта дюнная гряда образовалась в атлантическое время. Перед ней находится болото, и подножие ее дюн покрыто торфяником. Южная часть береговых образований, расположенных южнее шоссе Йыхви-Муствеэ, состоит из 10—14 дюнных валов высотой до 1—2 м и шириной от 20 до 30 м, простирающихся параллельно современному берегу. Междюнные ложбины заболочены. Эти дюнные валы формировались в течение длительного времени: с момента отступления Малого Чудского озера до атлантического периода.

Прекрасно сохранившиеся древние дюны располагаются на северном и восточном побережьях, а самые высокие из них, достигая 10—20 м, находятся вблизи устья р. Алайы. Дюнное поле состоит из двух гряд. Обращенные к озеру склоны имеют ступенчатую конфигурацию, за что и получили название «ступенчатые дюны» (Orviku, 1933). На

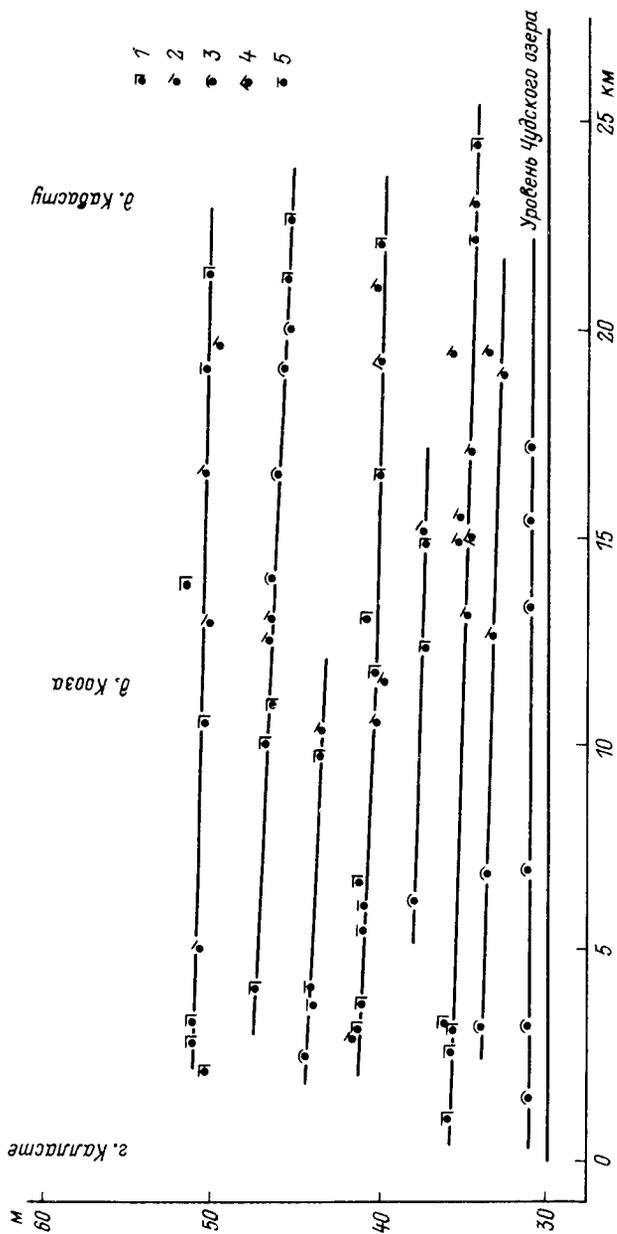


Рис. 34. Спектр древних береговых образований во впадине Псковско-Чудского озера между г. Калласте и д. Кооза (Либлик, 1969).

1 - абразионный уступ; 2 - абразионный склон; 3 - береговой вал; 4 - воздушное подье; 5 - абразионно-аккумулятивная терраса.

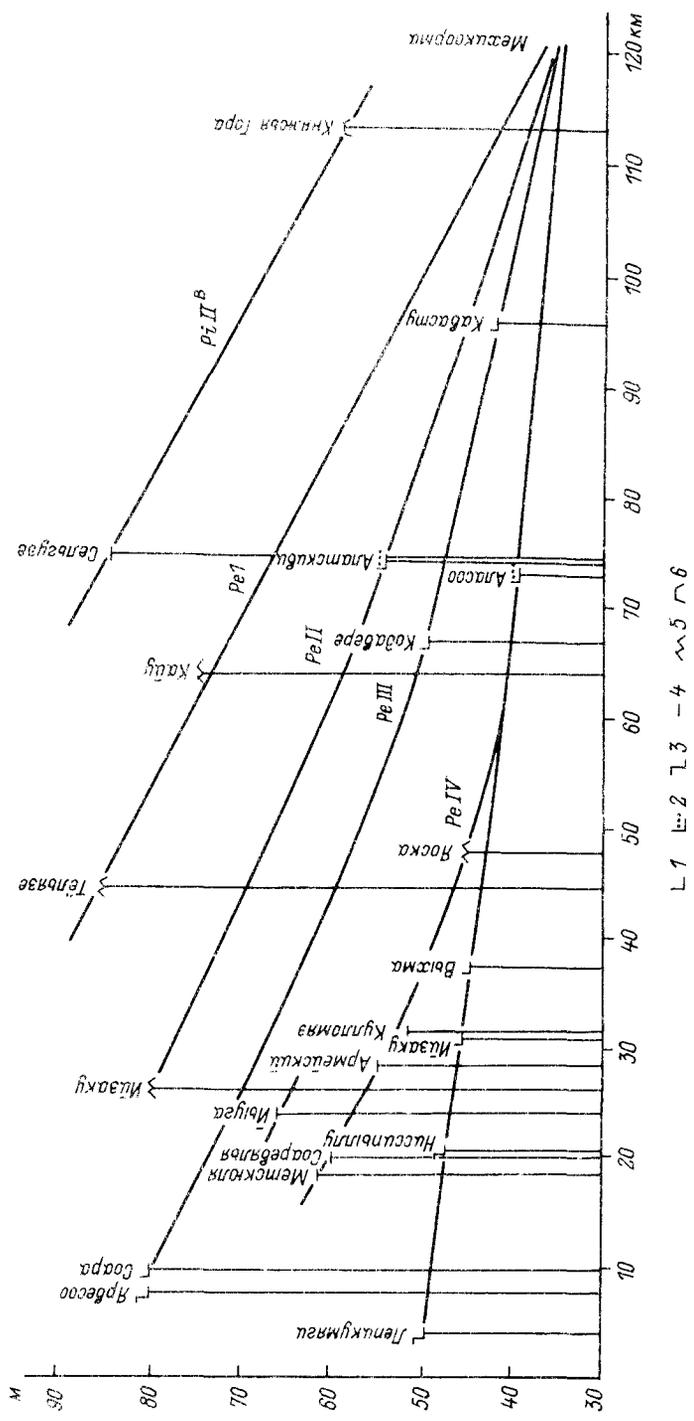


Рис. 35. Связь энеогенического поднятия водно-ледниковых и прибрежных образований Печовско-Чудской низины (Гаускас, Ряхин, 1963).

1 - устье и береговой вала; 2 - устье впадины; 3 - флювиогляциальная долина; 4 - ровные гребни впадин; 5 - ровные гребни впадин; 6 - ровные гребни впадин.

многих уступах древних дюн образовались современные дюны. Навстречный склон дюнной гряды обычно крутой и абрадированный. За первой грядой сразу же следует другая, более высокая. Встречаются здесь и валобразные дюны северо-восточного простирания. На северном побережье озера все дюнные поля имеют сходное строение в окрестностях Смольницы, Куру, Карьямаа и в других местах. Дюнные поля, находящиеся на восточном берегу озера, обычно состоят из двух или трех гряд, но случается и из семи, как например у д. Сивизано.

Археологические памятники и заселение побережья озера

По данным археологии (Яните, 1959; Jaanits, 1983), побережье богатого рыбой Псково-Чудского озера привлекало первобытного человека начиная с мезолита (середина VIII тысячелетия — IV тысячелетие до н. э.) (рис. 36). Первые обитатели прибыли сюда, вероятно, с юга — двигаясь вдоль р. Великой, и частично с запада — из бассейнов озер Вяртсъярв и р. Суур-Эмайыги. Свидетельствами присутствия рыболовов и охотников этого периода считаются костяные предметы (4 наконечника гарпунов, наконечник стрелы, рыболовный крючок), извлеченные со дна северной части Чудского озера в 1—10 км от берега, в том числе недалеко от ныне размытого острова Куйвлоо (Moora, 1965; Jaanits, 1983) и в районе Сахменской банки. Костяной гарпун найден также на берегу р. Омеду под торфом. Не исключено, что мезолитическим является и каменный топор с северо-восточного берега озера. Однако мезолитические стоянки на берегах Псково-Чудского озера пока неизвестны. Правда, вблизи устья р. Суур-Эмайыги, в ямке под погребенным культурным слоем более позднего поселения Акали обнаружены остатки сложенного из камней очага, радиоуглеродная датировка которого примерно 4300 лет до н. э. (Пуннинг и др., 1968), но, по мнению Л. Яните, — это лишь остатки временного костра мезолитических рыболовов.

В эпоху неолита (III тысячелетие — середина II тысячелетия до н. э.) численность населения в Причудье возросла. Об этом свидетельствует увеличение количества археологических памятников (рис. 36). Стоянки раннего неолита приурочены главным образом к берегам рек, впадающих в Чудское и Псково-Чудское озера, а также к берегам р. Нарвы. Кроме уже отмеченной стоянки Акали вблизи устья р. Суур-Эмайыги существовала еще одна неолитическая стоянка (Кулламяги). Остатки ранне-неолитических поселений, по сообщению Л. Яните, обнаружены и на берегу р. Обдека, впадающей в Псково-Чудское озеро, и на территории г. Пскова.

В ранне-неолитических поселениях наряду с рыбной ловлей и охотой значительную роль играло собирательство. Кроме растительной пищи (ягод, грибов и пр.) собирали также птичьи яйца, мед диких пчел, улиток и т. д. (на поселении Акали попадается много разбитых ракушек) (Яните, 1959). Терофауна и растительный покров Причудья стали заметно изменяться под воздействием человека в связи с важнейшим событием в развитии хозяйства и ростом численности

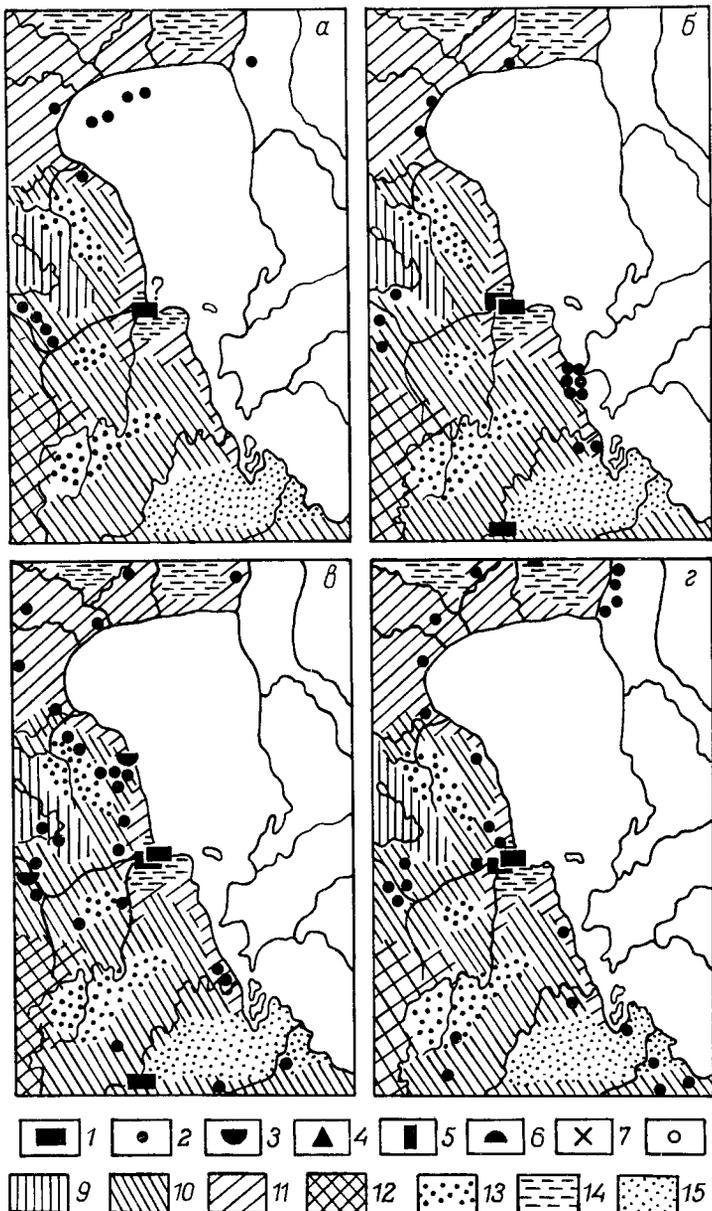


Рис. 36. Распространение археологических памятников и находок на западном побережье Пековско-Чудского озера (Янитс и др., 1982, с дополнениями).

a — мезолит; *б* — ранний неолит; *в* — памятники и находки культуры лядьвидных босых топоров; *г* — поздний неолит и эпоха ранней бронзы; *а* — эпоха поздней бронзы и раннего железа; *е* — эпоха железа римского времени; *ж* — эпоха среднего железа; *з* — эпоха позднего железа.

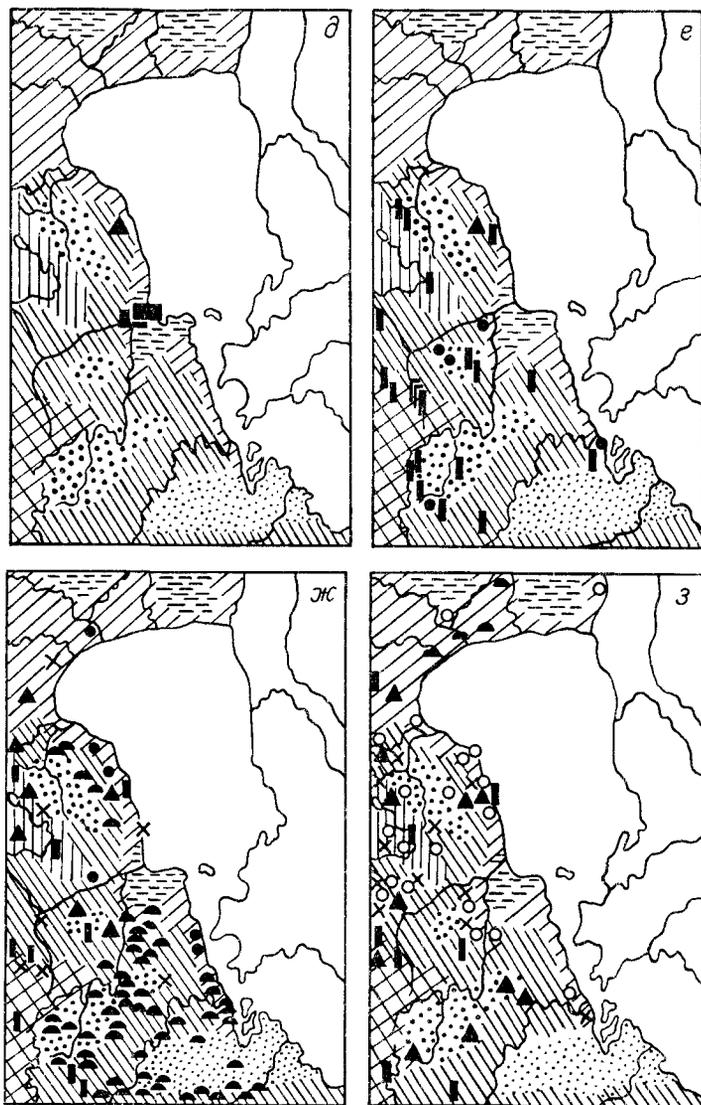


Рис. 36 (продолжение).

1 - 8 - археологические памятники и находки (1 - поселение, 2 - случайная находка, 3 - погребение племен культуры лядвеидных боевых топоров, 4 - укрепленное поселение или городище, 5 - каменный могильник, 6 - курган, 7 - клад, 8 - грунтовое погребение эпохи позднего железа); 9 - 15 - основные типы ландшафтов (9 - друмлинные возы, 10 - моренные равнины, 11 - озеро ледниковые равнины, 12 - моренные возвышенности, 13 - камы, 14 - болота, 15 - задровые равнины).

населения в позднем неолите, в конце III тысячелетия до н. э., когда на территории, заселенные охотниками-рыболовами, стали проникать племена культуры лядвеидных боевых топоров. Основным занятием этих племен, вторгшихся с юга, были скотоводство и в меньшей

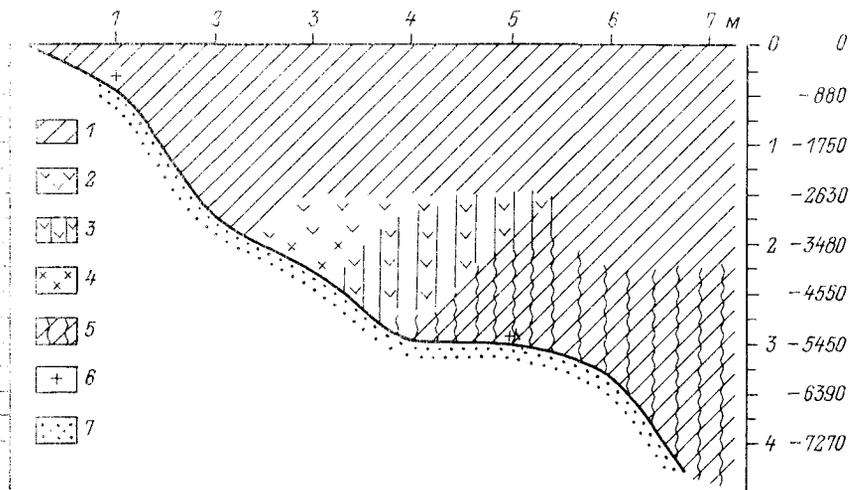


Рис. 37. Строение залежи торфа на северо-восточном склоне погребенного холма Акали.

1 — тип торфа (1 — осоковый; 2 — травяной; 3 — древесно (ольхово-)травяной; 4 — дубовый; 5 — гостиниково-осоковый); 6 — кусочки древесного угля; 7 — песок; Т — возраст, определенный по радиоуглеродным датировкам.

в них примитивное земледелие. Среди найденных в их могильниках многочисленных костей животных встречаются уже остатки (кроме лошади) основных видов сельскохозяйственных млекопитающих Прибалтики (Наавер, 1965). Будучи скотоводами, общины этих племен часто перемещались с места на место, вследствие чего в их стоянках найдены лишь слабые следы. Известны также некоторые погребения. На поселениях Акали и Кулламяги население продолжало заниматься преимущественно рыбной ловлей и охотой.

Интереснейший материал для иллюстрации развития Псковско-Чудского озера представляет поселение Акали, обитаемое со времени раннего неолита (позднего мезолита?) до раннего железа и расположенное на небольшом песчаном холме в сильно заболоченной приустьевой части р. Суур-Эмайыги, на юго-западном берегу р. Акали, соединяющей Эмайыги с речкой Калли (рис. 37). Наиболее низкие отметки культурного слоя поселения Акали лежат в настоящее время под торфом мощностью в 2,5 м (Яните, 1959). Первоначально поселение занимало приречную часть склона холма. Повышение уровня грунтовых вод, связанное с повышением уровня в южной части Псковско-Чудского озера, привело к тому, что нижние части склона холма постепенно покрывались все более толстым слоем торфа и делались непригодными для постоянного проживания. Это обусловило передвижение поселения Акали вверх по склону холма, как и поселения, расположенного на холме Кулламяги.

Около 7300 л. н. уровень болота был на 4 м, а 6400 л. н. — на 3,5 м выше современного. Болота вокруг поселения Акали тогда еще не было (Moora et al., 1988). В последующие два тысячелетия медленное

наступление болота продолжалось. Примерно 3500 л. н., в конце неолита и начале бронзового века, более низкие места стали заболачиваться, и место поселения превращалось в минеральный «остров» среди расширяющегося болота.

Археологических находок эпохи бронзы (середина II тысячелетия — 7-й в. до н. э.) в Причудье мало (рис. 36). Поселения продолжали существовать в Акали и на Кулламяги. К ним можно добавить около 50 каменных топоров позднего типа, найденных близ Исковско-Чудского озера большей частью случайно. Переход от каменного века к эпохе раннего металла совершался постепенно: присваивающая и производящая формы хозяйства существовали долгое время параллельно (Mooga, 1956).

В рассматриваемый период в Восточной Прибалтике произошло смещение различных этнических групп и всеобщее распространение получили скотоводство и первобытное земледелие. В связи с этим население начинает больше тяготеть к более плодородным землям, в частности к возвышенным моренным равнинам. Косвенным свидетельством развития земледелия в эпоху бронзы в Причудье являются обнаруженные К. Киммел пыльцевые зерна культурных злаков в донных отложениях Теплого озера, соответствующих границе суббореал-субатлантика.

Эпоха раннего железа (VI в. до н. э. — I в. н. э.) на территории Причудья, как и большинства районов Средней и Южной Эстонии, отличается крайней скудостью археологических находок. В общих чертах к этому времени скотоводство и примитивное земледелие заняли среди способов добывания средств к существованию уже прочное место. Следы хозяйственной деятельности человека по-прежнему обнаруживаются на поселениях Акали и Кулламяги, но вскоре они были окончательно оставлены. Вообще заметно, что в I тысячелетии до н. э. старые, принадлежавшие общинам охотников и рыбаков поселения были брошены, а новые поселения не так тесно связаны с водоемами. На западном берегу Чудского озера в это время уже существовало городище в Алатскиви; укрепленное поселение было, вероятно, и на месте нынешнего Искова (Jaavits, 1983).

Качественно новый этап в истории взаимоотношений человека с природной средой Причудья наступает в первой половине I тысячелетия н. э., когда земледелие и скотоводство постепенно становятся основой хозяйства.

Глава 5

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Гранулометрический состав

Питание озера осадочным материалом как в прошлом, так и в настоящем происходит главным образом за счет продуктов абразии дна и берега. В зону волнового воздействия коренные породы попадают в немногих местах. Они всюду представлены легко абрадируемыми девонскими песчаниками и алевролитами (например, близ

Калласте), обогащающими донные отложения мелкозернистыми песчано-алевритовыми фракциями. С гораздо большим трудом размываются плотные морены и ленточные глины. Легко подвергались абразии озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения, которые в виде флювиогляциальных дельт и камов широко развиты около о-ва Нийриссаар, вблизи Подборовья, Раскопелья и в некоторых других местах. Четвертичные отложения обогащали донные отложения Невско-Чудского озера в основном мелкозернистыми (песчаными, алевритовыми и пелитовыми) фракциями. Вымытые из морены валуны и галька оставались на месте, образуя защитный слой, предохраняющий морену от последующей абразии.

Аллювиальные выносы на гранулометрический состав донных отложений существенного влияния не оказали. Главные артерии, по которым они осуществляются, — реки Великая и Суур-Эмайыга, доставляющие в озеро довольно большое количество алевритово-пелитового и биогенного материала, который в дальнейшем перераспределяется ветровыми волнами, но немалое участие в этом принимают и течения, особенно в Теплом озере (Раукас, Ряхни, 1981; Раукас и др., 1988). Из-за плоского дна озера мощность донных осадков и их структурные типы весьма однообразны (рис. 38). В Чудском озере мощность осадков не просто небольшая, но значительные площади дна вовсе лишены их. «Голые участки» особенно широко представлены в мелководной, северо-западной части озерной котловины на расстоянии до 10 км от берега. В виде узкой широтной полосы они присутствуют также в северной прибрежной части озера, в окрестностях Сахменской банки и близ устья р. Суур-Эмайыги. В северной части озера на «голых участках» обнажаются морена или ленточные глины, а в южной — торф. Торфяники в большинстве случаев погребены под песками или алевритами. Такие погребенные торфяники мощностью от 0,5—2 до 3—4 м нами обнаружены во многих местах (рис. 39, см. вкладку, и 40). Часто торф в донных отложениях встречается в виде отторженцев или небольших катунов.

На плоском дне центральной, глубоководной (свыше 5 м) части Чудского озера залегают донные отложения мощностью обычно 2—4 м. Представлены они в основном пелитистыми (реже пелитовыми) алевритами, которые местами содержат остатки растений, катуны торфа и линзы алевритистых и алевритовых песков. В северо-западной части озера пелитовые и пелитистые алевриты залегают лишь глубже 7—8 м. Некоторое исключение представляет южная часть озера, где залегающие на морене пески местами доходят до глубины 9 м.

Прибрежные части дна озера в основном покрыты мелкозернистыми песками. Если на берегу и в прибрежной части озера обнажается морена, то мощность донных отложений, как правило, не превышает 1 м. У низменных песчаных и задернованных берегов мощности донных отложений несколько больше — до 3—4 м (в районе Подборовья, Раскопелья и Варны).

Ввиду непродолжительности развития Невско-Чудского озера мощность его донных отложений небольшая — чаще всего 1—2, редко — 3 м.

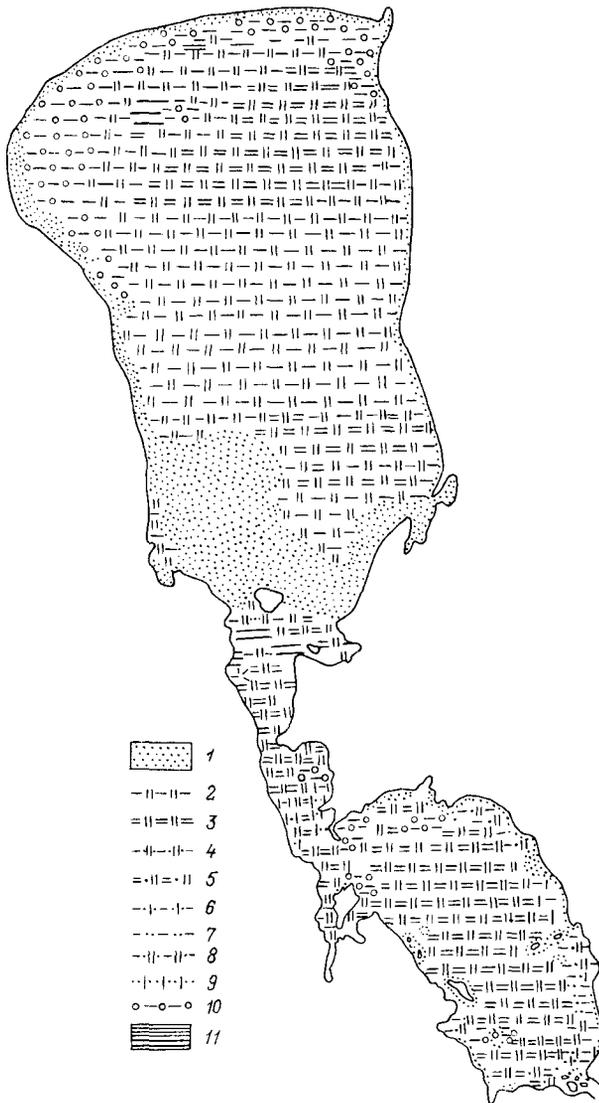


Рис. 38. Схема донных отложений Псковско-Чудского озера.

1 — песок; 2 — пелитистый алеврит; 3 — пелитовый алеврит; 4 — пелитисто-песчаный алеврит; 5 — песчанисто-пелитовый алеврит; 6 — пелитистый песок; 7 — пелитисто-алевритистый песок; 8 — пелитисто-алевритовый песок; 9 — алевритистый песок; 10 — морена; 11 — ленточная глина.

В прибрежной части котловины местами она равна нулю и на поверхности выходят морена, флювиогляциальные песчано-гравийные отложения или торф. Наибольшие мощности донных отложений установлены в пределах затопленной долины р. Великой, к северо-востоку от о-ва Колцино и в зал. Вярска (до 10 м).

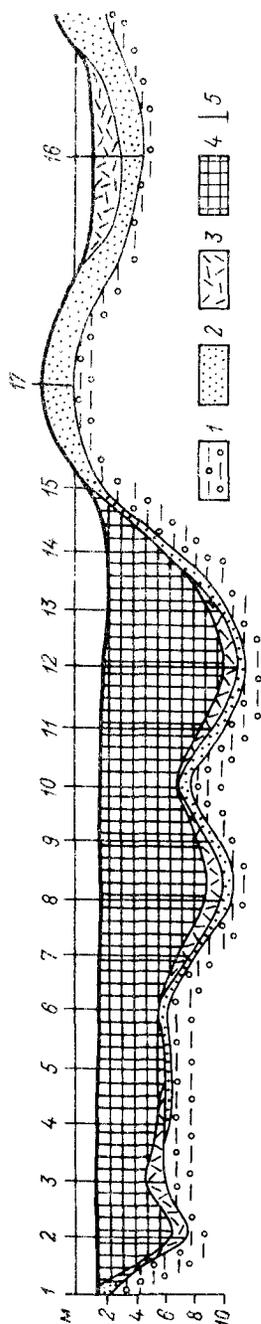


Рис. 40. Геологический разрез донных отложений зал. Вареза (Шарух, Тасса, 1981).
1 — ил; 2 — сине; 3 — тонкий торф; 4 — песок; 5 — бурый глинистый.

Гранулометрический состав донных отложений Псковского озера весьма однообразен (рис. 39). Значительная часть дна покрыта пелитовыми и пелитистыми алевритами. К югу и востоку от Талабских островов развиты песчанисто-пелитовые алевриты. В прибрежной части всюду увеличивается песчаность отложений и здесь, особенно широко в северо-восточной части озера, преобладающими становятся мелкозернистые пески, содержащие местами большое количество алевритовых и пелитовых частиц. Мелкозернистые пески широко развиты также в непосредственной близости от Талабских островов, о-ва Каменки и устья р. Великой.

Вследствие того, что первичный рельеф дна Телого озера расчленен значительно, чем в Чудском и Псковском озерах, мощности донных отложений превышают здесь местами 10 м (рис. 39, см. вкладку). Наиболее характерными донными отложениями Телого озера являются пелитовые алевриты, которые покрывают значительную часть дна озера (рис. 39). Реже встречаются пелитистые и песчано-пелитистые алевриты. К периферийным частям озера чаще приурочены алевритовые, алевритистые, пелитисто-алееритовые и алевритисто-пелитовые пески (Раукас, Ряхни, 1981). Характерной особенностью Телого озера являются выходы тростникового и древесного торфа близ устья р. Выхаицу мощностью, превышающей 3 м, и часто покрытого лишь очень маломощным (до 20—30 см) слоем донных осадков или встречающегося в минеральных отложениях в виде линз и катунов.

Наличие значительных территорий, лишенных покрова донных отложений, и большая перемежаемость структурных типов последних по площади во многом обусловлены интенсивными стоковыми течениями, вызванными впа-

дающими в южную часть Невско-Чудского озера полноводными реками Великой, Выханду и Ниузой. В вертикальном разрезе отложений Невско-Чудского озера существенных различий в гранулометрическом их составе не наблюдается (Раукас, Ряхни, 1984). В большинстве изученных скважин они в низах разреза становятся несколько более грубыми, т. е. пелитовые или пелитистые алевриты сменяются пелитисто-алевритовыми или мелкозернистыми песками. В свете постепенного повышения уровня воды в озере за последледниковое время такое явление приобретает вполне закономерный характер.

Вещественный состав

Вещественный состав донных отложений Невско-Чудского озера изменяется в пределах его акватории (Раукас, 1984; Раукас, Таваст, Калм, 1988). В минеральном составе песчано-алевритовых фракций всюду наблюдается наличие 25 - 30 различных минералов или минеральных групп, среди которых преобладают кварц, полевые шпаты и карбонаты, составляющие обычно более чем 95% всех анализированных минералов. Содержание тяжелой подфракции (плотностью свыше 2.89 г/см^3) невысокое и составляет в мелкопесчаной фракции донных отложений Невского и Теплого озер в среднем 0.33 %, а Чудского озера — 0.61 %. В крупноалевритовой фракции тяжелых минералов значительно больше, но и здесь практического интереса они не представляют. Средние значения их количественного содержания в донных отложениях Чудского, Теплого и Невского озер соответственно 4.26, 1.86 и 2.27 %.

В глинистой составляющей (во фракции менее 0.001 мм) установлены гидрослюды (40 - 75 %), каолинит (от следов до 22 %), хлориты (от следов до 20 %), монтмориллонит (до 15 %) и смешаннослойные образования типа гидрослюда-монтмориллонит (5 - 40 %) и монтмориллонит-хлорит (редки). В образцах присутствуют также неглинистые минеральные примеси, особенно часто кварц, полевые шпаты, доломит и кальцит, реже гематит, гетит и сидерит. Последние два втречены только в донных отложениях Невского озера.

Кривая распределения аморфного кремнезема согласуется с распределением в отложениях панцирей диатомовых водорослей. Вследствие малых своих размеров диатомовые в процессе седиментации концентрируются в осадках более глубокой части озера, где преобладают тонкозернистые отложения. В целом донные отложения Чудского озера богаче аморфным кремнеземом (до 7.14 %), чем донные осадки Невского (до 6.58 %) и особенно Теплого озер (до 2.58 %).

В отличие от аморфного кремнезема наиболее высокие концентрации подвижного фосфора приурочены к прибрежной зоне, особенно к заливам и населенным пунктам. Это, видимо, связано с поступлением в озеро хозяйственных стоков и фосфорных удобрений. Среднее содержание фосфора в Чудском, Теплом и Невском озерах составляет 5.5, 11.8 и 6.3 мг на 100 г породы соответственно.

Содержание органического вещества в донных отложениях Невско-Чудского водоема колеблется от следов до 39 % в Чудском озере, до 83.3 % в Теплом озере и до 34.5 % в Невском озере. Наиболее

существенные различия в содержании органического вещества наблюдаются в донных отложениях Теплого озера. Органическое вещество встречается в отложениях в основном в тонкораспыленном виде, но местами также в виде переотложенного торфа.

С увеличением дисперсности осадков содержание органического вещества, как правило, повышается. Пески и песчаные алевриты бедны органическим веществом (обычно ниже 5 %), за исключением случаев выявления в них макроскопических остатков растений или кусков торфа. В целитистых и целитовых алевритах (илах) количество органического вещества чаще всего колеблется в пределах от 10 до 30 %.

Результаты валового химического анализа донных отложений указывают на генетическую связь их с литологическим составом пород бассейна споса. Они теснейшим образом зависят от гранулометрического состава отложений и от количества органического материала. Количество микроэлементов в большей части анализов не превышает соответствующих кларковых содержаний.

Территориальные различия в содержании микроэлементов несущественные и часто не превышают точности метода. Наиболее уловимым является несколько повышенное содержание циркония на выходах девонских отложений, особенно в донных осадках Псковского озера.

Возраст и стратиграфическое расчленение донных отложений

Ввиду того что северная часть впадины поднималась и поднимается интенсивнее южной части, озеро постепенно наступает в южном направлении, покрывая своими водами все новые и новые территории. По данным палинологического изучения донных отложений Вярскаской бухты, выполненного Р. Пиррус (Пиррус, Тасса, 1981), начиная с бореального климатического периода уровень воды в этой бухте повысился почти на 10 м. Скорость повышения уровня воды постепенно замедлялась. В пребореале здесь наблюдались мелководные условия и отлагались маломощные пески и алевриты (рис. 41, см. вкладку). В первой половине бореала уровень воды понизился и даже в самых глубоких частях бухты Вярска развивалось низинное тростниковое болото. Но уже во второй его половине уровень несколько возрос, о чем свидетельствует внесенный в торф алевритовый материал. В атлантическом периоде началось быстрое повышение уровня воды и интенсивное накопление сапропеля, которое продолжается и в настоящее время. В течение субатлантики уровень воды в заливе Вярска повысился еще не менее чем на один метр. Это говорит о продолжающемся наступлении вод озера к югу.

Судя по данным изучения разреза Савику (Сарв, Ильвес, 1975), в приустьевой части р. Суур-Эмайыги и болот Аласоо и Ровья, южная и средняя части впадины освободились от озерно-ледниковых вод в конце позднего дриаса. Прежние данные по истории болот в том же районе устья р. Суур-Эмайыги (Thomson, 1939) показали, что уровень воды был там ниже современного не менее чем на 6 м. Этот вывод под-

тверждается и изучением строения долины р. Выханду в ее нижнем течении, где понижение уровня воды составляло не менее 10 м и, возможно, достигало 13,5 м (Мийдел, 1966а).

Таким образом, в северной части бассейна осадконакопление было непрерывным за все поздне- и послеледниковое время, а в самой южной части оно началось лишь совсем недавно. К созданию, до сих пор в нашем распоряжении нет ни одной скважины по северной части озера, которая вскрывала бы базальные части озерных осадков. Наиболее полные и информативные разрезы находятся в южной части бассейна, в частности в Теплом озере. Приведем краткое описание некоторых из них.

Подводный разрез Лаане находится в 5 км к северу от населенного пункта Мехикоорма и в 300 м к востоку от западного берега Теплового озера на глубине 1,6 м. На алевритах с остатками гипнового мха (4,1 – 4,3 м) позднедриасового возраста залегает торфяная залежь (1,6 – 4,1 м), нижняя часть (4,05–4,1 м) которой представлена гипновым торфом пребореального возраста, а верхняя – древесным торфом бореального, атлантического (2–4,05 м) и суббореального (1,6–2 м) возраста. В верхней части разреза значительно повышенное содержание спор *Polypodiaceae* (в том числе *Dryopteris thalopteris*) и *Equisetum*, а также пыльцы пны указывают на образование здесь топи. В начале суббореала торфяник был залит водой (Пиррус, Мийдел, Раукас, 1985).

В 300 м к востоку от описанного выше разреза в более глубоководных условиях (глубина воды 4 м) находится еще более полный разрез, начинающийся озерно-ледниковыми отложениями (8,3–8,8 м). На них лежит маломощный слой алеврита с детритом торфа бореального возраста, покрывающийся такими же отложениями (7,75–8,25 м) атлантического возраста и красновато-бурым молочнощим слоем плотного алеврита с ходами корней водных растений или тростника (7,45–7,75 м). Возраст их – граница суббореала. Эти отложения образовались в прибрежных мелководных условиях, на что указывают наличие кусков торфа в отложениях и следы корней тростника. Верху разреза мощностью около 3,5 м представлены сапропелитовыми алевритами суббореального и современного возраста, возникшими в условиях повышения уровня воды.

Подводный разрез Межсоюз на глубине 9 м вскрыт в 3 км южнее Мехикоормы, 0,5 км восточнее западного берега Теплового озера. На маломощном (около 0,2 м) слое надморенного песка залегают алевриты (10,85 – 11,50 м) пребореального и бореального возраста, содержащие куски торфа. Это – мелководные прибрежные отложения, на что кроме литологического состава указывает и высокое содержание спор *Equisetum*, пыльцы *Cyperaceae*, *Gramineae* и *Salix* (5–6 %). Вышезалегающие сапропелитовые мелитистые алевриты (9,0–10,85 м) атлантического и более молодого возраста образовались уже в относительно глубоководном водоеме (Пиррус и др., 1985).

Зимой 1987 г. в Теплом озере пробурены еще две скважины, достаточно полно характеризующие развитие Псковско-Чудского озера. Первая из них расположена у о. ва Салу, примерно в 1 км от восточ-

ного берега, в середине предполагаемой древней долины, вторая — на склоне древней долины, в 200 м к востоку от первой скважины. Глубина воды на месте первой скважины 7,5 м, второй — 6,5 м. Более полным является первый разрез (рис. 44):

7,50	15,75	пелитовый алеврит,
15,75	15,80	алевитовый песок,
15,80	16,0	алевит с простояками песка,
16,0	16,50	мелкозернистый песок,

Пробы для палинологического анализа взяты через 5 см.

Базальные пески и прослойки алеврита на глубине 17,75—16,40 м отложились в пребореале. Господствует пыльца древесных пород (береза и сосна); пыльца травянистых растений составляет 16-28 % общей суммы пыльцы и спор; пыльцы ивы — 2—5 %; характерно высокое содержание пыльцы травянистого растения *Filipendula ulmaria* — 2—7 %.

Алевриты на глубине 14,25—15,75 м накопились во второй половине бореала. Очень резкое начало непрерывных кривых ольхи (сразу 15 %), лещины (7 %) и широколиственных пород (сразу 5 %) свидетельствует о стратиграфическом перерыве в начале бореала. Алевриты на глубине 11,30—14—25 м отложились в атлантическом климатическом периоде. Содержание широколиственных (10—18 %), ольхи и лещины относительно высокое. Верхняя часть алеврита (7,50—11,30 м) накопилась в суббореальном и субатлантическом климатических периодах. На диаграмме обнаруживаются как нижний, так и верхний максимумы ели. Первое зерно культурных видов (злаков) найдено на глубине 9,4 м на границе суббореала и субатлантики.

Эволюция диатомовой флоры

Диатомовые водоросли были изучены в двух колонках донных отложений из Теплового озера, в Псковском озере (Давыдова, 1981) и оз. Лахенера, бывшем ранее заливом Чудского озера (Шаан и др., 1981), что позволило охарактеризовать особенности диатомовых комплексов в позднеледниковых и голоценовых осадках Псковско-Чудского озера (рис. 42, см. вкладку).

Верхи верхнедриасовых отложений вскрыты в колонке из северной части Теплового озера, где представлены ленточными глинами с очень низким содержанием диатомей. В диатомовых комплексах господствуют планктонные формы, доминантом является *Aulacosira islandica* — диатомея, характерная для планктона приледниковых и крупных современных озер окраины Балтийского щита (Давыдова, 1985). Заметной численности достигают диатомей, свойственные планктону более высокопродуктивных мезотрофных водоемов, — *A. ambigua*, *A. italica*, *Asterionella formosa*, *Diatoma elongatum*. Всего встречено 17 видов и разновидностей пресноводных диатомей, что свидетельствует о формировании осадков в глубоком пресноводном водоеме, который по уровню трофности можно считать олиготрофным с чертами мезотрофии.

После спуска озера Рамзая крупный бассейн существовал только в наиболее глубокой части Чудского озера, а в понижениях рельефа могли существовать небольшие озера. В исследованных колонках к пребореалу отнесены лишь пески, вскрытые в основании 9-метровой колонки, взятой в южной части Теплого озера во впадине остаточного водоема. Содержание створок в песках низкое, из планктонных диатомей в состав доминантов входят виды *Aulacosira*, обитавшие ранее в приледниковом водоеме. В заметном количестве встречены бентосные диатомей обрастаний из рода *Fragilaria* и *Opephora martyi*, что указывает на небольшую глубину бассейна. Всего в пребореальных отложениях встречен 31 вид и разновидность пресноводных диатомей. Створки солоноводных и морских диатомей отсутствуют, что подтверждает мнение о том, что в котловину Псковско-Чудского озера воды Йольдиевого моря не проникали.

В бореальных отложениях, представленных сапропелями, содержание створок диатомей возрастает, при этом в оз. Лахенера и в северной части Теплого озера в них господствуют планктонные диатомей, створки которых составляют до 60 % их общего содержания, а в южной части Теплого озера их содержание существенно ниже. Оно возрастает здесь только в верхней части бореальных отложений. Повсеместно важную роль в доминирующих комплексах играют планктонные *Aulacosira*. Виды *Cyclotella* и *Cyclostephanos dubius* характерны для отложений оз. Лахенера и северной части Теплого озера, а бентосные *Fragilaria* играют заметную роль в бореальной толще южной части Теплого озера, для которой характерен высокий темп осадконакопления. Поднятие уровня озера и обводнение котловины наиболее ярко отразилось на оз. Лахенера и северной части Теплого озера, а на его южной части — не так сильно. Продуктивность водоема в бореале повсеместно повысилась, о чем свидетельствует доминирование в осадках *Aulacosira granulata* и *A. ambigua*, характерных для планктона мезотрофных и слабо эвтрофных озер, и сокращение доли участия *A. islandica*. По-видимому, уже в бореале водоем стал мезотрофным. Всего в бореальных отложениях встречено 97 таксонов диатомей.

В отложениях атлантического возраста в оз. Лахенера и северной части Теплого озера абсолютно господствуют планктонные диатомей, тогда как в его южной части преобладают бентосные *Fragilaria*, *Paralia arenaria*, *Gyrosigma attenuatum*. Планктонные *Aulacosira granulata* и *A. ambigua* обильны только в нижнем интервале осадков. Судя по обилию в отложениях *A. granulata* и *Cyclostephanos dubius*, водоем становится эвтрофным. Всего в атлантических отложениях встречено 100 видов и разновидностей диатомей, из них 25 планктонных.

Начиная с суббореального времени во всех изученных разрезах господствуют планктонные диатомей, возрастает общее содержание створок, что отражает дальнейшее развитие трансгрессии. В оз. Лахенера темп осадконакопления остается по-прежнему высоким и даже несколько возрастает по сравнению с атлантическим временем (в среднем 0.84 мм/год в суббореале и 0.77 мм/год в атлантике). В доминирующем комплексе здесь отсутствует *Aulacosira islandica*, количество литоральных *Fragilaria* увеличено. В северной части Теп-

лого озера наряду с характерными для эвтрофных озер *Aulacosira ambigua*, *A. granulata* высокой численности достигают *A. islandica* и *Tabellaria fenestrata*. Важная перестройка диатомовых комплексов происходит в это время в южной части Теплого озера, где несколько снижается темп осадконакопления (0,8 мм/год против 1 мм/год в атлантике): преобладающими становятся планктонные диатомеи, дающие 64–94 % общего содержания створок. Всего в осадках суббореала найдено 113 видов и разновидностей диатомей, из них 29 планктонных. Рост глубины озера вызывает бурное развитие фито-планктона во всех изученных районах.

В субатлантике Лахенера отклоняется от основной акватории и постепенно заболочивается. В северной части Теплого озера темп осадконакопления остается низким, в южной — несколько снижается (до 0,6 мм/год), а в Псковском озере достигает 0,4 мм/год. Повсеместно в осадках количественно преобладают планктонные диатомеи, но существенного развития достигают и диатомеи бентоса. Количество диатомей бентоса заметно возрастает в верхних сантиметрах осадочной толщи, что сопровождается появлением диатомей, развивающихся при усилении процессов антропогенного эвтрофирования: *Synedra berolinensis*, *S. parasitica*, *Nitzschia angustata*, *Cymatopleura elliptica*. Диатомовая флора субатлантики насчитывает 156 видов и разновидностей пресноводных диатомей, из них 28 планктонных. Всего в толще озерных осадков найдено 217 таксонов диатомей, 35 планктонных и 182 бентосных.

Таким образом, по изменениям в составе и характере диатомовых комплексов можно реконструировать изменения обводненности и трофического статуса водоема на протяжении поздне- и послеледниковья.

Донные отложения как полезные ископаемые

Донные отложения Псковско-Чудского озера могут быть использованы и отчасти уже используются в разных отраслях народного хозяйства. Перспективы применения имеют строительные пески, особенно в Чудском озере, где установлены четыре района их развития (рис. 43): 1) банка Шаха-Кодавере близ г. Кааласте; 2) банка Мезрапалу; 3) окрестности о-ва Пийриссаар; 4) участок между Раскольем и Подоленьем. В Теплом озере наиболее перспективным является участок близ мыса Сиговец, за ним следуют пески близ банки Подборовье и береговая зона от этой банки до одноименной деревни. В береговой зоне Псковского озера наиболее перспективными для добычи являются дельта р. Великой, окрестности Талабских островов и береговая зона близ Душно и Пункова.

Разведка донных песков в целях их использования в строительстве в районе о-ва Пийриссаар и близ Кодавере — Ниша проведена бывшим управлением геологии СМ ЭССР. По полученным данным, общие запасы в окрестности Пийриссаар и западнее и северо-западнее от о-ва Озолец — 2,1 млн. м³. Пески там мелкозернистые, алевроитовые или алевроитистые, поэтому в естественном виде их можно использо-



Рис. 43. Важнейшие районы распространения строительного песка (1) и гравелей (2).

вать лишь в качестве балластного материала и засыпного песка. Для строительства эти пески используются лишь после прибавления средне-или крупнозернистого песка в объеме около 50 %. Мощность песков в береговой зоне Кодавере—Нина в среднем 1—1.5 м. Запасы их составляют здесь 2.7 млн. м³. По своим свойствам они близки к пескам в районе о-ва Пийриссаар.

Большая часть дна Псковско-Чудского озера покрыта тонкозернистыми алеврито-целитовыми отложениями (рис. 38). Низкое содержание в них органического вещества в значительной мере ограничивает использование этих осадков в качестве удобрений и корма для птиц и животных, а также в лечебных целях. Наибольший практи-

ческий интерес представляют сапропелевые отложения в полужакрытых заливах. Самым крупным и высококачественным из изученных до сих пор остается месторождение сапропелей в зал. Вярска (Шпруе, Тасса, 1981). Средняя мощность сапропелей — 4,12 м, запасы для лечебного и сельскохозяйственного использования при влажности 60 % — 7,42 млн. м³. По данным среднемасштабной геолого-гидрогеологической съемки, отложения с повышенным содержанием органического вещества (25—33 %) продолжаются от Вярска до о-ва Колпино. Общие запасы здесь составляют 44,5 млн. м³. В ходе геологической съемки выяснены еще месторождения Расковелье в пределах одноименного залива с запасами 27,9 млн. м³ и Городец (близ впадения р. Жельча) с прогнозными запасами 6,65 млн. м³ (рис. 43). Не менее крупные запасы имеются в древних, в настоящее время уже отделенных (оз. Умбъярв близ Мехикоорма) или практически отделенных от основного водоема (оз. Лахенера) заливах. В этом отношении особый интерес представляет месторождение Лахенера на западном берегу Чудского озера, южнее Алатскиви (Паан и др., 1981), освоение которого уже начато.

Сапропели всех изученных месторождений средне- или высокозольные (43,87—70,02 %) и довольно карбонатные, содержащие до 15 (Лахенера) — 22 % (Умбъярв) СаО и до 2 % MgO. Содержание азота, фосфора и серных соединений относительно низкое. Количество микроэлементов тоже не превышает характерных для сапропелей северо-запада европейской части СССР содержания. Судя по предварительным анализам, рассматриваемые отложения пригодны для известкования почв и для производства комплексных гранулированных видов удобрений, а сапропелевые отложения месторождений Лахенера и Вярска, видимо, пригодны также для биохимической промышленности, в частности для производства лизина.

Глава 6

ИСТОРИЯ ОЗЕРА ПО ЗООГЕОГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Состав и формирование современной фауны

Нековско-Чудское озеро обладает разнообразной фауной. Найдено свыше 360 видов донных и около 160 видов планктонных животных, не считая очень слабо изученных одноклеточных и представителей микробентоса (Мяэметс, 1966; Т. Тимм и др., 1982). Сохранению разнообразия содействует хорошая аэрация всей толщи воды летом в результате ветрового перемешивания, что, однако, вызывает прогревание придонной воды, поэтому здесь отсутствуют многие холодноводные реликты.

В профундали, где зимой кислорода мало, обитают немногие донные виды, главным образом личинки хирономиды *Chironomus plumosus* и олигохета *Potamothrix hammoniensis*. Второй вид олигохет *Tubifex tubifex* представлен в профундали карликовой формой и может рассматриваться как реликт мезотрофной стадии развития озера (Т. Тимм, 1987). Все действительно оксифильные донные

животные встречаются только на плотных грунтах сублиторали или (слабее развитой) литорали.

Из классических «ледниковых реликтов» в озере обитают только рачок *Pallasea quadrispinosa* и хирономида *Corynocera ambigua*, обе — на песке. Весьма близки к *Pallasea* в экологическом и зоогеографическом смысле некоторые олигохеты. Это прежде всего *Lamprodrilus isoporus*, наиболее массовый вид на песках Чудского озера. Он встречается также в некоторых озерах Северной Европы (небольшая популяция сохранилась и в соседнем оз. Вуртсъярв) и в Байкале с ангарскими водоохранилищами. Менее обильны *Tasserkidrilus acapillatus* (известен еще из Каспийского моря и Байкала) и *Peip-sidedrilus pussilus* (известен также из Онежского озера и, может быть, из водоемов Татранских гор). Все они — строго озерные животные. Они могли проникнуть в современные разорванные ареалы через приледниковые озера подобно *Pallasea* (Seegerstrale, 1957; Т. Тимм, 1987). К реликтам олиготрофной и мезотрофной стадий развития озера можно относить также хирономиду *Monodiamesa gathyphila*, но она способна к полету из озера в озеро.

Среди оксифильных животных значительно больше таких видов, которые обитают преимущественно в текущей воде. На севере они нередко встречаются в богатых кислородом холодноводных озерах, иногда вплоть до профундали, а в Прибалтике обитают главным образом в реках и ручьях. В Псковско-Чудском озере некоторые из них находят приют в прибойной литорали и в верхней сублиторали, где вода с весны до осени почти всегда в движении от ветра. К этой группе относятся олигохеты *Proppappus volki*, *Nais behningi*, *N. alpina*, *N. elinguis*, *N. bretscheri*, *Stylodrilus heringianus*, *Limnodrilus profundicola*; ручейники *Hydropsyche contubernalis*, *H. angustipennis*, *Polycentropus flavomaculatus*, *Athripsodes* sp., *Lepidostoma hirtum*, *Notibodia ciliaris*; поденки *Heptagenia sulphurata* и *Baetis* sp., моляски *Theodoxus fluviatilis* и *Ancyclus fluviatilis*, а, может быть, также хирономида *Potthastia* sp.

Замечательно распространение олигохеты *Thyacodrilus coccineus*. Складывается впечатление, что этот вид проник в реки Эстонии из пресноводного Анцилового озера, существовавшего в Балтийской котловине. Он обычен во впадающих в море реках и ручьях, а также в приморских остаточных озерах, но отсутствует в реках и малых озерах бассейна Псковско-Чудского озера (кроме озера Йыуга-Лийвъярв). Однако он обычен в самом Псковско-Чудском озере и найден также в нескольких местах в крупном озере Вуртсъярв, связанном с первым судоходной рекой. По всей вероятности, он уже давно завезен в эти крупные озера на лодках или сетях рыбаков.

По мере создания судоходных каналов между реками с XIX в. в Европе стали быстро распространяться первичноводные виды постокаспийской лиманной фауны. Некоторые из них завезены судами и в устья эстонских рек Пярну и Нарва. Псковско-Чудского озера с помощью человека достигли в разное время олигохеты *Potamothrix moldaviensis* (была широко распространена уже в 60-е

годы текущего столетия) и *Paranais frici* (первая находка в 1982 г.); имеются также непроверенные указания (Минина, 1982) о проникновении в озеро *Isochaetides newaensis* и *I. michaelsoni*. О появлении в 30-е годы моллюска *Dreissena polymorpha* будет сказано в следующем разделе.

В 70-е годы попытались осуществить интродукцию двух видов поитокаспийских рачков-мизид и прибайкальской популяции рачка-бокочлава *Gammarus lacustris* (Т. Тимм и др., 1982; В. Тимм и др., 1985), но они не увенчались успехом. В 1980-е годы был случайно завезен байкальский вид бокочлавов *Gmelinoides fasciatus*, который теперь встречается в массовых количествах.

Основными группами животных планктона Псковско-Чудского озера являются коловратки (72 вида), ветвистоусые (57 видов) и веслоногие (28 видов). Только последняя группа не приспособлена к пассивному распространению, а коловратки и ветвистоусые весьма легко переносятся из водоема в водоем, особенно при помощи водоплавающих птиц. В Западной Европе были найдены в отложениях последнего ледникового и позднеледникового периода 25 видов ветвистоусых (Frey, 1958). Из них уже в Первом Псковском приледниковом озере (Раукас и др., 1971) могли обитать встречающиеся и в современном Псковско-Чудском озере виды *Acroporus harpae*, *Alona costata*, *A. guttata*, *A. rectangula*, *Alonella nana*, *A. exigua*, *Biapertura affinis*, *Chydorus sphaericus*, *Graptolebris testudinaria*, *Pleuroxus trigonellus* и *Pera cantha truncata*. В приледниковых озерах могли обитать также встречающиеся в наших озерах зимой ветвистоусые *Daphnia cristata*, *Bosmina longirostris*, *B. longispina* и др. А. Тинеманн (Thienemann, 1950) относит к приледниковым видам еще *Eurycercus glacialis*, *Camptocercus fennicus*, *Alona karelica*, *Ophryoxus gracilis* (которых нет в современном Псковско-Чудском озере), *Drepanothrix dentata* и *Limnospida frontosa*. Последний вид в действительности был более теплолюбивым (Mäemets, 1961) и мог появиться в озере несколько позже.

Из веслоногих в приледниковых озерах вероятно обитание *Eudiaptomus gracilis* (или, может быть, *E. glacialis*). По всей вероятности, уже во Втором Псковском приледниковом озере обитал *Eurotemora lacustris* (которого нет в современном Псковско-Чудском озере), иначе трудно объяснить находки этого вида в малых озерах Саадъярв и Вагула, где он исчез только в 70-е годы.

С анцилового времени в озере могли обитать ветвистоусые, встреченные и в современном озере: *Limnospida frontosa*, *Latona setifera*, *Holopedium gibberum*, *Daphnia cucullata*, *Bosmina coregoni* (крупные формы), *Hyocryptus acutifrons*, *Alonopsis elongata*, *Chydorus piger*, *Bythotrephes longimanus* (s. lat.) и *Polyphemus pediculus*. Особенно интересно чрезвычайное разнообразие форм *Bosmina coregoni* (s. lat.). В современном озере можно встретить наряду с *B. longispina obtusirostris* еще 7 форм крупных босмин: *coregoni*, *berolinensis*, *gibbera*, *lilljee borgi*, *kessleri*, *thersites* и *crassicornis*. В то же время гибриды между ними, например *gibbera* × *thersites* или *berolinensis* × *gibbera*, довольно редки. В остальных озерах Эстонии обнаружено

одновременно не более одной-двух форм крупных босмин. В литературе тоже нет указаний на такое разнообразие. Очень возможно, что центр видообразования *Bosmina coregoni*, грушны, вероятно, эндемичной для бассейна Балтийского моря, находится именно в Псковско-Чудском озере. В роде *Bythotrephes* тоже встречаются вместе две формы, *B. longimanus* и *B. cederstroemi*, которые некоторыми авторами (Мордухай-Болтовской, Ривьер, 1987) соединяются в один вид. Возможно, что эндемиком Псковско-Чудского озера является коловратка *Plaesoma peipsiense* (Mäemets, Kutikova, 1979), встречающаяся здесь уже начиная с 1909 г.

Первые пробы зоопланктона были собраны в Псковско-Чудском озере (Расконельский залив, Теплое и Псковское озера) в 1909 г. Н. Самсоновым и впоследствии обработаны А. Мязметсом. Последовали сборы 1934 г., обработанные В. Рыловым (Соколов, 1941), 1950-х годов (М. Ф. Соколова, 1951 г.) и 1962 г. (Мязметс, 1966). С тех пор в зоопланктоне произошли некоторые качественные изменения. В начале столетия здесь еще отсутствовала *Daphnia galeata*, которую обнаружили впервые в 1950 г. Только в пробах 1962 г. были впервые отмечены личинки моллюска *Dreissena polymorpha*, обитающего в озере с 1930-х годов (см. следующий раздел). А в 1964 г. был встречен в последний раз только в северной части Чудского озера индикатор олиготрофных вод *Holopedium gibberum*.

История фауны моллюсков

В Псковско-Чудском озере обнаружено 63 вида пресноводных моллюсков, в том числе 35 видов двустворчатых и 28 — брюхоногих (Т. Тимм и др., 1982). Однако среди них нет форм, которые можно было бы рассматривать в качестве реликтов. Оксифильные виды брюхоногих — *Theodoxus fluviatilis* и *Ancylus fluviatilis*, — обитающие на камнях литорали, являются представителями, скорее, речной фауны; мелкие двустворчатые из семейства *Pisidiidae* распространены по всей площади дна, тогда как большинство брюхоногих ограничивается литоралью и sublиторалью, а в профундали, где господствуют мягкие грунты и содержание кислорода в воде временами понижено, из брюхоногих можно встретить *Valvata antiqua* и *V. ambigua*. Крупные двустворчатые из унионид (*Unio timidus*, *U. pictorum*, *Anodonta cygnea*, *A. minima*, *Pseudanodonta complanata*) немногочисленны и обитают чаще в нижней части sublиторали.

Документированные изменения в малакофауне озера происходят с 1930-х годов, когда здесь впервые появился (был случайно завезен?) понто-каспийский вид *Dreissena polymorpha* (Mikelsaar, Vinkel., 1936; Иоффе, 1948). Этот моллюск вскоре стал наиболее массовым организмом в озере, запасы которого (не менее 0.5 млн. т) на целый порядок больше запасов как всех остальных донных животных вместе взятых, так и запасов рыб или высших растений (Peipsi... 1985). В Чудском озере его сырая масса в 1985—1987 гг. достигала в среднем 330 г/м² с максимумом (на банке Сахмен) до 7.4 км/м². В sublиторали он образует особый биоценоз, где

предоставляет остальным донным животным и приют между своими друзьями, и илцу в качестве коагулированного сестона. Дрейссена играет здесь важную геохимическую роль как мощный фильтратор воды — ежегодно пропускает сквозь жабры воду в объеме, равном четырехкратному объему Чудского плёса. При этом она осаждает на дно около 200 г/м² сестона в сухом весе. Ее раковины разносятся течениями и льдом во все зоны озера и стали постоянным компонентом донных осадков: в послевоенные годы существовал даже их промысел.

История ихтиофауны

По современным данным в Псковско-Чудском озере и впадающих в него реках обитает 32 вида рыб (Петров, 1947; Ширкова, Пиху, 1966; Пиху, 1985). Исходя из задач исторического анализа все они могут быть подразделены на три группы. Одна из них включает такие холодолюбивые виды, как ряпушка *Coregonus albula* (L.), чудской сиг *C. lavaretus maracnoides* Poljakov, хариус *Thymallus thymallus* (L.), корюшка и ее мелкая форма — снеток *Osmerus eperlanus* (L.), налим *Lota lota* (L.). Во вторую группу могут быть отнесены эвритермные формы: плотва *Rutilus rutilus* (L.), окунь *Perca fluviatilis* L., щука *Esox lucius* L. и некоторые другие. Наконец, третью группу составляют теплолюбивые южные выходцы — красноперка *Scardinius erythrophthalmus* (L.), густера *Blicca bjoerkna* (L.), карась *Carassius carassius* (L.), сом *Silurus glanis* L., судак *Stizostedion lucioperca* (L.) и некоторые другие. В эту же группу может быть отнесен и синец *Abramis ballerus* (L.), который обитал в Псковском озере еще в историческое время. В культурных слоях I—XIII веков, вскрытых на территории г. Пскова, найдено немало костных остатков этой рыбы (Лебедев, 1960), впоследствии исчезнувшей из озера. Близки по своей экологии к теплолюбивым формам и такие виды, как лещ *Abramis brama* (L.), жерех *Aspius aspius* (L.), линь *Tinca tinca* (L.), уклея *Alburnus alburnus* (L.), сырь *Vimba vimba* (L.).

Пути вселения рыб в Псковско-Чудское озеро и связанные с ним малые озера и реки обусловлены историей формирования самого бассейна и особенностями экологии рыб, прежде всего их отношением к температурному режиму водоемов. Первое появление рыб в котловине этого озера относится ко времени отступания края ледникового покрова к южным берегам Финского залива. В этот период, отстоящий от современного на 12 тыс. лет, на месте Псковско-Чудского водоема существовал один их плёсов приледникового озера Рамзая. Около 11 тыс. л. н., во время существования Балтийского ледникового озера, Чудское озеро сформировалось как самостоятельный водоем (Раукас, Ряхни, 1969; Квасов, 1975).

Первыми вселенцами в Чудской плёс озера Рамзая и затем в Чудское озеро могли быть такие холодолюбивые рыбы, населявшие приледниковые водоемы, как ряпушка, сиг, хариус, корюшка, налим, а также окунь, плотва, щука. Как показывает история формирования

ихтиофауны внутренних водоемов Севера и Северо-Запада европейской территории СССР, эти виды совместно с рядом других рыб были представлены в приледниковых водоемах р. Печоры. Можно предполагать, что на начальных этапах формирования Псковско-Чудского водоема группа холодолюбивых рыб была богаче по числу видов и сходна по видовому составу с подобной группой рыб Ладожского и Онежского озер. Но по мере потепления климата и происходящего параллельно ему изменения условий обитания в мелководном Псковско-Чудском водоеме часть холодолюбивых рыб исчезла. В результате эта группа представлена здесь в настоящее время в обедненном составе. Исчезновению отдельных холодолюбивых и окисфильных видов рыб способствовала также нарастающая эвтрофикация водоема.

Постепенное потепление климата обуславливало не только исчезновение некоторых холодолюбивых видов, но и обогащение фауны рыб за счет многих южных форм. Вселение последних происходило как бы несколькими волнами, причем наиболее теплолюбивые виды появились в Псковско-Чудском водоеме во время голоценового климатического оптимума. Основываясь на отношении рыб к температурному фактору, можно полагать, что завершающая волна вселенцев включала такие виды, как красноперка, густера, карась, сом, отсутствующий в настоящее время в озере синце и др.

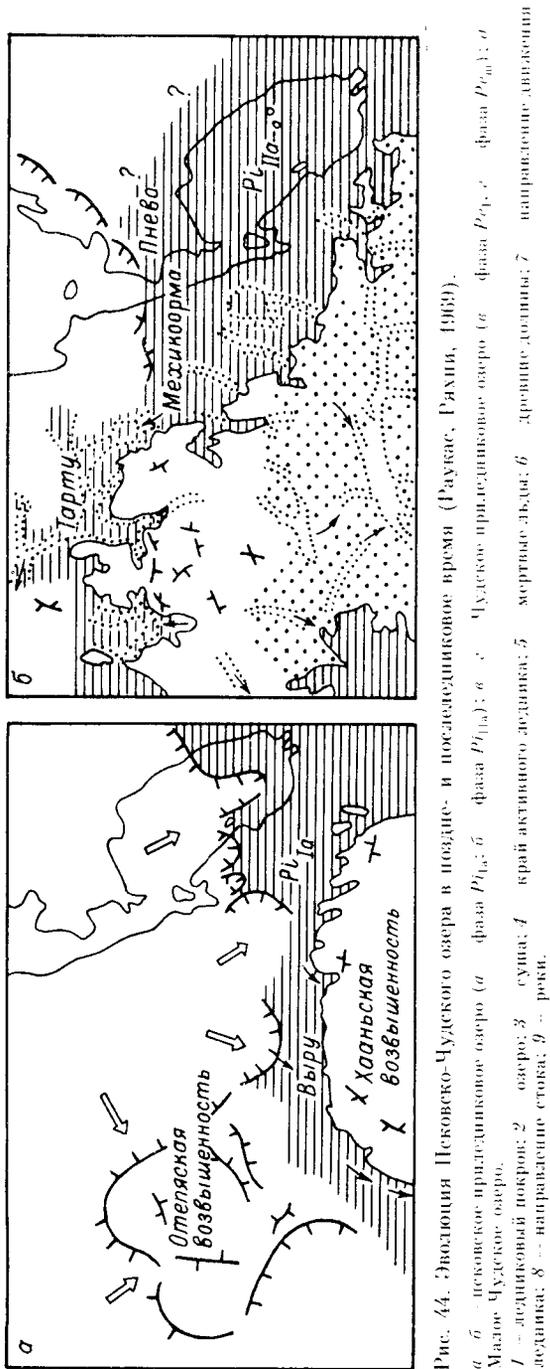
Учитывая историю формирования гидрографической сети бассейна Псковско-Чудского водоема и смежных территорий, можно считать, что расселение второй группы рыб происходило из бассейна р. Днепра. Этому способствовало наличие многочисленных контактов водных систем в первой половине голоцена. Таким образом, ихтиофауна Псковско-Чудского озера и связанных с ним водоемов формировалась преимущественно из двух источников: существовавших ранее на северном склоне Восточной Европы приледниковых водоемов и речной системы Днепра.

Глава 7

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ОЗЕРА

Псковско-Чудское озеро образовалось в позднеледниковое время в ходе отступления последнего оледенения. Перед краем ледника находились крупные подирудные озера (Раукас, Ряхни, 1969; Раукас и др., 1971).

Около 13 тыс. л. н. на северо-западе Восточно-Европейской равнины образовалась единая система стока со всех свободных ото льда территорий, примыкающих к Балтийскому морю. Д. Д. Квасов (1975) предложил дать этой стадии название Балтийской системы приледниковых озер. Одним из обособленных плёсов этой крупной озерной системы являлось Псковское приледниковое озеро, или Древний Пихква, по Ж. Орвику (Orviku, 1959), которое находилось во впадине Псковского и в южной части Чудского озера (рис. 44, а, б). Псковское приледниковое озеро имело уровни на абсолютных высотах около 95, 85, 75, 70, 60, 50 и 38 м (Раукас, Ряхни,



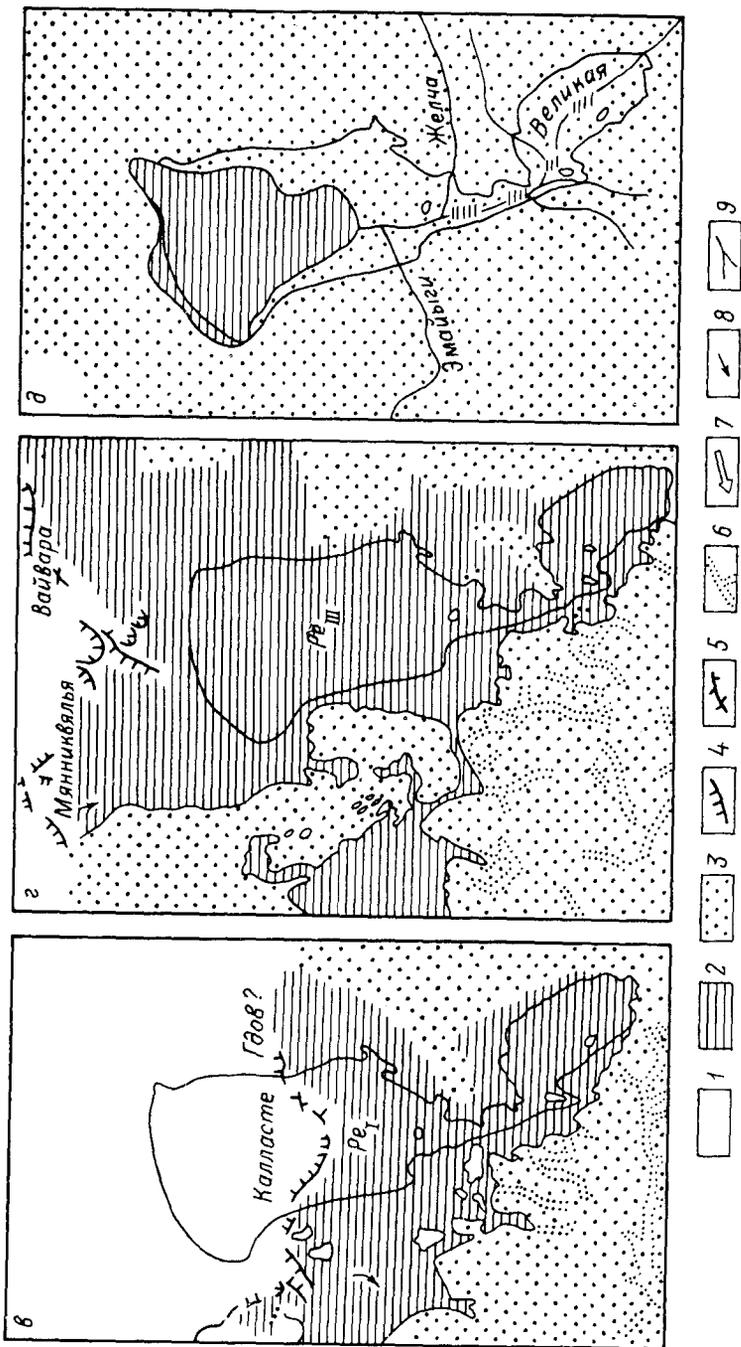


Рис. 44 (продолжение).

1969), соответствующие четко выраженным остановкам края ледника. Уровни с отметками 75 м и выше относятся к первому Псковскому приледниковому озеру, а уровни ниже 75 м — ко второму. Последнее образовалось после того, как ледник отступил от Отеняской возвышенности, освободив более низкие пороги стока. Сток из Псковского приледникового озера поступал в бассейн р. Гауи.

В результате кратковременного наступания льдов сакалаской стадии около 12 250 л. н. перед краем Чудской лощины ледника образовалось Чудское приледниковое озеро (рис. 44, в), о котором писал еще В. Рамзай (Ramsay, 1929). Сток из Чудского приледникового озера (древнее озеро Пейниси, по К. Орвику, — Orviku, 1959) происходил через крупное приледниковое озеро в Выртсъярвской впадине по долине Вэйке-Эмайыги в южном направлении. Позднее, когда ото льда освободились пороги стока близ г. Вильянди, сток из этого озера осуществлялся по одноименной древней долине в западном направлении.

По мере отступления края ледника от краевых образований сакалаской стадии уровень Чудского приледникового озера неоднократно падал, но, несмотря на это, его воды, продвигаясь за отступающим ледником, затопляли все более обширные территории. При этом второе Чудское приледниковое озеро вошло в сообщение с приледниковым озером в бассейне р. Луги, так что его можно называть также Лужско-Чудским приледниковым озером (Ряхни, 1963). Оно соединялось с приледниковыми озерами, расположенными далее к востоку. Вместе они образовывали озеро Рамзая (Квасов, 1975).

Всего в истории развития Чудского приледникового озера выделяются четыре фазы (Раукас, Ряхни, 1969). Третье приледниковое озеро, которое соответствует приблизительно Большому Пейниси, по Х. Хаузену (Hausen, 1913b), соединялось через узкую долину в районе современной долины р. Суур-Эмайыги с крупным приледниковым озером А₁ (Нярна, 1962), расположенным на склонах Пандивереской возвышенности и в низменных районах Южной и Западной Эстонии, а четвертое Чудское приледниковое озеро являлось отдельным плёсом еще более крупного приледникового озера А₂ (Нярна, 1960).

После отступления льдов от северного склона Пандивереской возвышенности около 12 тыс. л. н. (рис. 44, г) произошло очень важное, с палеогеографической точки зрения, событие — соединение бассейнов, расположенных западнее и восточнее Пандивереской возвышенности — Южно-Балтийского приледникового озера и озера Рамзая, что привело к формированию Балтийского Ледникового озера первой стадии развития Балтики (Квасов, 1975). В результате Чудское озеро резко спизило свой уровень, высота которого с тех пор определяется отметкой порога стока в истоках р. Нарвы.

Некоторые авторы предполагают, что после отступления ледника с территории Эстонии в Финском заливе существовало готигляциальное Йольдиевое (Saarnio, 1958), или Карельское (Нуурра, 1963) море, имеющее связь с водоемом во впадине Чудского и Псковского озер (Таншеканн, 1926; Каяк, 1964). Но даже если бы это соедине-

ние и имело место, проникновение солоновато-водных вод за относительно короткий промежуток времени через узкие проливы в Чудско-Псковский водоем исключается. Во впадину не проливали также воды Балтийского ледникового озера (фаза В₃) и пребореального Йольдиевого моря. В пребореальное время северное побережье Чудского озера несомненно было свободно от крупных озерных бассейнов. Это доказывается данными изучения болот Мурака, Сели, Пухату и Корсаков Мох, указывающими на существование отдельных изолированных озер, где накопление органогенных озерных отложений началось уже в пребореале (Основные этапы. . . , 1975).

В начале голоцена впадина Псковского озера и южная часть впадины Чудского озера были сушей, а озеро сохранялось лишь в северной части Чудской впадины (рис. 44, *д*). Река Великая в это время впадала в Чудское озеро, а Ниуза, Выханду и другие реки, впадающие в настоящее время в Псковское озеро, были притоками р. Великой. Изолированные озера сохранились лишь в более глубоких частях впадины: например, у Межсиоя в пребореале и бореале отлагались терригенные озерные отложения. С первой фазой развития Малого Чудского озера можно, видимо, связывать подводные уступы, установленные на глубине 9 м около о-ва Пийриссаар и в других районах. В связи с повышением уровня воды на 3–3.5 м (на это указывают уступы на глубине около 6 м в средней и южной частях озера), вероятно, возникли уже изолированные небольшие водоемы и в южной части впадины (Räbni, 1973; Основные этапы. . . , 1975).

Как указывалось выше, поднятие порога стока привело к расширению водоема и подъему уровня грунтовых вод. Этот процесс сопровождался интенсивным торфообразованием, начинавшимся в устье р. Куности в начале атлантического периода, в устьях рек Суур-Эмайыги и Ровья — во второй половине атлантического периода, в устье р. Самоявы — в начале суббореального периода и на о-ве Городище — в конце атлантического периода (Основные этапы. . . , 1975). Быстрое повышение уровня воды привело на юге впадины также к заполнению переуглубленных долин аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями. Таким образом, атлантическое время было переломным в развитии водоема.

Изучение болота Раадна показало, что в атлантическое время водой была залита большая территория вдоль северного побережья Чудского озера, в том числе вся полоса современной суши между береговыми образованиями Раадна (вблизи Ранна-Пунгерья) и современным озером.

Результаты комплексного изучения болотной системы около устья р. Суур-Эмайыги (Лоорнаин, 1964) свидетельствуют о том, что к началу атлантической климатической стадии (около 6–7 тыс. л. н.) уровень воды в этом районе поднялся до абсолютных отметок около 25 м (современный уровень воды 30 м), к суббореальной климатической стадии (около 3–4 тыс. л. н.) — до 27 м и к субатлантической климатической стадии (около 2.5 тыс. л. н.) — до 28.5–29 м. Поднятие уровня шло неравномерно (Мийдел, 1981). Торфооб-

разование в низинных болотах на берегах Чудского и Псковского озер отражает динамику изменения уровня озер. Это дало возможность использовать данные по разрезу Савику вблизи устья р. Суур-Эмайги для характеристики скорости поднятия уровня (Сарв, Ильвес, 1975). Интенсивное заболачивание у Савику началось в атлантическом периоде около 5690 л. н. С того времени до границы атлантического и суббореального периодов (абсолютный возраст около 4620 лет) уровень воды поднимался со скоростью около 1.0 мм/год. В первой половине суббореального периода скорость поднятия воды уменьшилась до 0.6 мм/год и составила во второй половине того же периода 0.5 мм/год. В субатлантическом периоде в промежутке времени от 2800 до 1600 л. н. возросла до 1.5 мм/год, а в течение последних 1600 лет снова составляла около 0.6 мм/год. Причины субатлантической трансгрессии могли быть разными: затрудненный сток по р. Нарве из-за более интенсивного поднятия земной коры на севере или более влажный климат субатлантического периода по сравнению с суббореальным (Мийдел, 1981).

В 1926 г. А. Вельнер и Э. Тильтсен составили проект понижения уровня озера на 0.3 м, т. е. на ту предельную величину, на которую, согласно мирному договору между РСФСР и Эстонией от 1920 г., было разрешено изменить уровень озера (Тильтсен, 1933). Работы по углублению русла в истоке р. Нарвы производились в 1930—1940 гг., но не в полном объеме. Поскольку грунт между бунами и южным молотом не был удален, а буны и молот сильно пострадали в многоводном 1957 г. и во время сильных штормов 1967 г., в течение последних десятилетий условия стока вновь ухудшились (Чудско-Псковское озеро, 1983). Поэтому в настоящее время уровень поднимается не только в южной, но и в северной части Псковско-Чудского озера (Раукас, Ряхни, 1969).

Глава 8

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОЗЕРА И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

Важнейшей проблемой Псковско-Чудского озера в настоящее время является качество воды, которое вследствие антропогенного воздействия ощутимо ухудшилось. Саморегуляция и способность к самоочищению нарушены, что представляет серьезную опасность для экосистемы озера (Симм, 1987). Из процессов, происходящих в озере под воздействием человека, особенно важно антропогенное эвтрофирование. Наибольшая биогенная нагрузка наблюдается в Псковском озере и Чудском около устья р. Суур-Эмайги.

Основное количество биогенных элементов, в частности соединений фосфора и азота, поступает в озеро с водами рек Великой и Суур-Эмайги. При этом содержание общего фосфора в обеих реках было близко к экологически допустимой концентрации. По соотношению азота и фосфора Псковское озеро следует считать гипертрофным ($N:P=12:1$), Теплое озеро — либо гипертрофным, либо эвтрофным ($15:1$), а Чудское озеро — эвтрофным ($21:1$). В северной части Чудского озера концентрация общего фосфора умень-

нается в западном, а общего азота — в восточном направлениях (Peipsi-Pihkva järve vee omadused... 1987).

Большую тревогу вызывает увеличение содержания сульфатов в озере. Годовой их приток с речной водой составляет порядка 280 тыс. т., или 90–95 % общего поступления; 5–10 % выпадает с атмосферными осадками. Особенно велико содержание сульфатов в водах р. Ранна-Пунгерья, которая является приемником большого количества шахтных вод (Peipsi-Pihkva järve restuskoormuse... 1987). Озеро загрязняют также различными вредными соединениями (масла, фенолы, тяжелые металлы и др.) многочисленные точечные и диффузные источники, в том числе в значительной мере водный транспорт.

В микробиологическом (по численности бактерий, в том числе сапрофитных) и гидробиологическом отношении озеро в настоящее время в целом является еще довольно чистым. Так, в гидробиологическом отношении Чудское озеро севернее линии Варнья–Раскопель является мезотрофным с признаками олиготрофии, южная часть Чудского озера – мезотрофной с признаками эвтрофии, Тенлое озеро – дисэвтрофным, а Псковское озеро – эвтрофным (Mäemets, Pihc, 1973). По дальнейшее развитие промышленности в водосборном бассейне озера, возрастающий приток коммунальных вод и увеличение использования удобрений и химических средств защиты растений ставит современное удовлетворительное состояние озера под угрозу. Учитывая водохозяйственное, рыбопромышленное и рекреационное значение Псковско-Чудского озера, нельзя не понять, что сохранение или улучшение его состояния имеет большое экономическое и социальное значение для всего региона. Для охраны вод озера намечен ряд мероприятий (Симм, 1987), пока явно недостаточных.

Серьезные проблемы связаны также с охраной берегов и улучшением уровня режима озера. Как указывалось выше, в настоящее время наступание вод в южной части впадины продолжается. По данным Г. Желнина (1973), южную часть Чудско-Псковского озера оконтуривает 1-миллиметровая изобазы опускания. Опускание земной коры под озером вызывает затопление обширных низменных районов и усиливает абразию берегов. Под воду могут попасть также отдельные здания. Например, развалины церкви, построенной в 1458 г. на о-ве Озолице и уничтоженной в следующем году, найдены в 1959 г. под водой на глубине 2.5 м (Тюлина, 1966).

Ввиду преобладания ветров юго-западного, южного и западного направлений и штормовых ветров юго-восточного направления особенно сильной абразии подвергаются северные берега Чудского озера, где находятся наилучшие пляжи. Во время ураганного шторма в октябре 1987 г. берег местами отступил здесь на расстояние до 4 м (Таваст, 1988).

Большой материальный ущерб сельскому хозяйству и населенным пунктам приозерья наносит ежегодное затопление берегов. В 1924 г. заливаемая площадь составила 775 км², а продолжительность наводнения 190 суток. В ходе высокого половодья в 1956 г. площадь

затопления достигла 647 км² и берега озера были частично затоплены в течение всего года (Чудско-Псковское озеро, 1983).

Аномально высокие уровни в озере вызваны различными причинами. Истоки р. Нарвы находятся в районе неотектонического поднятия, в русле реки обнажаются трудно размываемые карбонатные породы. Поэтому сток вод из Чудского озера по реке затруднен и из года в год ухудшается. С созданием Нарвского водохранилища ухудшились зимние условия стока у д. Омути (на участке выклинивания подпора водохранилища) из-за чрезвычайно большого скопления донного льда в зоне подпора (Чудско-Псковское озеро, 1983). Скопления торосистого льда нередко образуются также перед истоком р. Нарвы в самом озере. После разрушения штормовым волнением защитного мола в половодье 1958 г. большую опасность представляет занос истока река песком. В пойме 1974 г. песчаные наносы и зарастание водной растительностью русла обусловили образование ледяно-шуговой перемычки перед истоком реки, в результате чего в течение нескольких суток расход реки сократился на 156 м³/с и 22 ноября составил катастрофический минимум — 25,8 м³/с. Была приостановлена работа Нарвской ГЭС. Для предотвращения нежелательного подъема уровня необходимо завершить начатые в 30-х годах дноуглубительные работы и восстановить буны и дамбы в истоке р. Нарвы (Чудско-Псковское озеро, 1983).

Прогнозировать дальнейшее развитие природных процессов весьма трудно. Общий характер береговых процессов определяется изменениями уровня озера, которые зависят от движений земной коры. Наиболее вероятно продолжение поднятия на севере и опускания на юге. Но на севере озера нельзя ожидать понижения уровня озерных вод. Не исключено, что истоки р. Нарвы будут заполняться наносами. Это может привести к повышению уровня и к опасной активизации абразионных процессов на северном берегу. Результаты абразии наглядно проявились во время осеннего шторма в 1987 г. Интенсивная абразия в свою очередь усилила вдольбереговой поток наносов, имеющий восточное направление. В результате истоки р. Нарвы стали еще более интенсивно заноситься песчаными отложениями. При планировании рекреационных мероприятий на северном побережье целесообразно исходить из возможного относительного повышения уровня воды.

Как известно, на западном берегу озера весьма широко распространены задренированные и зарастающие берега. Это, с одной стороны, объясняется защищенностью берега от волновой деятельности, а с другой — более интенсивным процессом эвтрофирования озера. Повышение уровня воды способствовало бы увеличению самоочищающей способности озера. Для предотвращения нежелательного усиления абразионной деятельности необходимы специальные защитные меры на северном и северо-западном берегах, где наблюдаются значительные нарушения пляжа и всей береговой зоны.

Глава 1

ПРИРОДНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРА

Среди озер мира Байкал по глубине (наибольшая — 1620 м) занимает первое место, второе и третье делит африканское оз. Танганьика (1435 м) и озеро-море Каспийское (945); по объему водной массы (23 тыс. км³) — второе место, уступая только Каспию по площади (31,5 тыс. км²) — седьмое, в СССР уступая только Каспию и Аралу, а за рубежом — Виктории, Танганьике, Гурону и Мичигану. Байкал расположен в самой глубокой впадине суши: в месте его наибольшей глубины отметка дна находится на 1181 м ниже уровня моря.

Один из наиболее древних водоемов, Байкал имеет историю, уходящую в глубь веков на 20—25 млн. л. Расположенное в довольно узкой котловине, окаймленной горными хребтами, озеро в плане имеет вытянутую серповидную форму (длина 636 км, наибольшая ширина, между Усть-Баргузином и Онгуренами, — 79,4 км, наименьшая против дельты р. Селенги, — 25 км. Длина береговой линии озера (без островов) около 2 тыс. км. Среди 19 островов Байкала самый крупный — о-в Ольхон площадью 729 км² и длиной 71,7 км. Он отделен от материка широким водным пространством, называемым Малым Морем. В открытой части озера против п-ва Святой Нос расположена группа Ушканьих островов. Заливы и бухты распределены по побережью очень неравномерно. На многих участках береговая линия озера совершенно прямая на протяжении многих километров, а на западном склоне котловины скалы непосредственно обрываются в воду.

По распределению глубин и рельефу дна Байкал делится на три основные впадины — южную, среднюю и северную. Наибольшая глубина озера (1620 м) расположена севернее о-ва Ольхон, на расстоянии 10 км от мыса Ухан. Карта глубин Байкала свидетельствует о сложности рельефа дна, местами представляющего собой то подводную горную страну, то сглаженные большим слоем донных отложений участки. Особенности рельефа дна складывались на протяжении всей геологической истории Байкала под воздействием тектонических движений, которые не прекращаются до настоящего времени, и непрерывного накопления на дне осадочных толщ.

На климатические условия байкальской котловины влияют резко выраженные различия между термическим режимом водной массы озера, обладающей огромной теплоемкостью, и окружающих озеро горных массивов, быстро нагреваемых летом и быстро же охлаждающихся зимой. Эти различия лежат в основе не только теплообмена между озером и сушией, но и возникновения мощной местной воздушной циркуляции в пределах котловины. Как следствие взаимодействия местных атмосферных процессов с общей циркуляцией атмосферы на Байкале рождается система ветров.

Вода Байкала отличается исключительной прозрачностью, которая, достигая 40 м, намного превосходит прозрачность вод других озер. Выделяется Байкал и своим водным балансом. Единственный исток его — река Ангара — ежегодно выносит из озера 61 км^3 воды и 10 км^3 воды каждый год испаряется с его поверхности. Взамен утраченной воды в озеро ежегодно вливается около 58 км^3 из 336 его притоков, на поверхность его выпадает примерно 9 км^3 осадков в виде дождя и снега, 3 км^3 поставляет подземный сток и около 1 км^3 — конденсация водяных паров из атмосферы на холодной поверхности озера.

Основной источник байкальских вод — это многочисленные реки, впадающие в озеро, которое имеет водосбор площадью $557,5$ тыс. км^2 . Вдоль всего западного побережья водораздел проходит на расстоянии всего нескольких километров от берега озера (рис. 45). Наиболее многоводной рекой, впадающей в Байкал, является р. Селенга, истоки которой находятся в Монголии. Водосборный бассейн Селенги (465 тыс. км^2) составляет $83,4 \%$ всей водосборной площади Байкала. Следующий по размерам — водосборный бассейн р. Баргузин (20 тыс. км^2), на долю которого приходится всего лишь $3,5 \%$ общей водосборной площади озера. Водный баланс и уровенный режим Байкала позволяет рассматривать озеро как мощный регулятор стока. Это определяет исключительно важное значение Байкала в комплексе гидросооружений на Ангаре, для которых озеро играет роль естественного водохранилища.

Данные по физическим и химическим свойствам байкальских вод неоднократно публиковались в сборниках и монографиях соответствующего содержания и поэтому здесь не рассматриваются.

Байкал выделяется своими удивительными эндемичными фауной и флорой, эволюция которых тесно связана с историей самого озера. В озере насчитывается более 1550 видов и разновидностей животных и 1085 видов растений, из которых более 85% характерны только для Байкала. Из беспозвоночных самыми многочисленными в видовом отношении являются гаммариды (225), моллюски (83), олигохеты (более 100), планарии (более 40), остракоды (более 100), гарпактициды (50), простейшие (более 300), хирономиды — (более 100 видов); из позвоночных встречается большое число рыб и среди них байкальский хариус, омуль, сиг, осетр, бычковые и др., а также байкальская нерпа; из водорослей наиболее массовыми являются диатомовые (509), синезеленые (90), конъюгаты (48), улотриковые

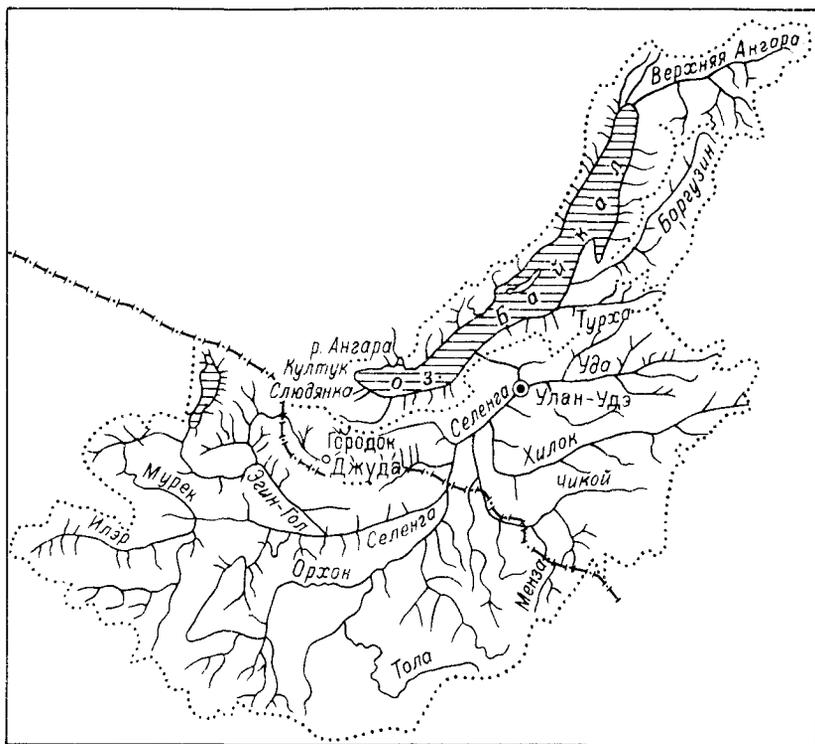


Рис. 45. Водосборный бассейн Байкала.

(45), вольвоксовые (13). Такое разнообразие водных фауны и флоры трудно найти в любых иных пресноводных бассейнах.

В последние годы в связи с интенсивным освоением природных ресурсов бассейна Байкала остро встала проблема рационального использования и охраны озера от загрязнений. Были расширены и углублены исследования по водным и биологическим ресурсам озера, качеству воды, инженерной геологии, сейсмике, гидрологии и лесоведению.

Глава 2

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ОЗЕРНОЙ КОТЛОВИНЫ

Морфоструктура

Байкальская котловина — центральное звено крупнейшей в Евразии внутриконтинентальной рифтовой зоны, протянувшейся почти на 2000 км от оз. Хубсугул на юго-западе до р. Олекмы на северо-востоке при общей ширине от 100—150 км до несколько более 300 км. Контур рифтовой зоны подчинен границам литосферных плит и микролит. Лишь ее северо-восточная оконечность

сечет структуры древнего фундамента. Очевидно, что столь строгая подчиненность кайнозойской структуры древним элементам не случайна и позволяет говорить о предопределенности места проявления рифтогенеза.

В поперечном сечении рифтовой зоны вырисовывается сложное сводово-глыбовое поднятие (Байкальский свод), в центральной части которого расположены рифтовые впадины. Байкальский свод с запада и востока сопровождается сопряженными с ним неотектоническими структурами, образующими закономерно построенные латеральные ряды (Соотношение... 1979) или предрифтовые зоны — Прибайкальскую и Забайкальскую (Золотарев, Белоусов, 1981). Они субпараллельны границам Байкальского свода и включают систему неотектонических поднятий и прогибов.

Предрифтовые структуры начали формироваться в конце мела — начале палеогена, когда образовались отдельные мелкие депрессии. Основной этап развития приходится на эоцен — нижний миоцен. В это время сформировалось большинство впадин, глубина погружения которых достигала 300—400 м. В это же время образовалась основная часть осадочной призмьы Байкальской впадины. Сопряженность развития предрифтовых структур и Байкальского рифта, первоначально показанная Н. А. Логачевым (Нагорья... 1974), — свидетельство общности причин их образования.

Впадина Байкала включает три кулисообразно расположенные котловины — Южную, Среднюю и Северную, которым соответствуют три впадины, в рельефе коренного ложа разделенные подводными перемычками, ориентированными под острым углом к общему протиранию Байкальской впадины (Лут, 1964). Перемычки представляют собой асимметричные горсты с крутыми разломными ограничениями с одной или обеих сторон и с перекошенной поверхностью, обычно наклоненной к западу (рис. 46). В рельефе коренного ложа выделяется прижатый к западному борту впадины осевой грабен, в котором мощность осадков максимальна (Николаев и др., 1985). Суммарная мощность рыхлой толщи, по-видимому, доходит до 5—6 км. Максимальные мощности отмечены в Южной впадине и в районе северной оконечности Северной (Нагорья... 1974). По в целом рельеф коренного ложа изучен слабо.

В поперечном сечении Байкальская впадина асимметрична. Ее северо-западные бортовые зоны образованы системой крупных крутых разломов; юго-восточные склоны более пологие и в их оформлении существенна роль изгибных деформаций и частных разрывов (Флоренсов, 1960). Морфоструктурную асимметрию связывают с асимметрией глубинного строения, в частности с асимметричностью воступа аномальной мантии (рис. 47) под Байкальской зоной (Педра Байкала... 1981). Но каков бы ни был глубинный механизм, определяющий байкальскую асимметрию, несомненно определяющая морфоструктурная роль древних глубинных разломов, протягивающихся вдоль западных бортовых зон.

Бортовые зоны Байкальской впадины осложнены разномасштабными продольными тектоническими блоками, последовательно опу-

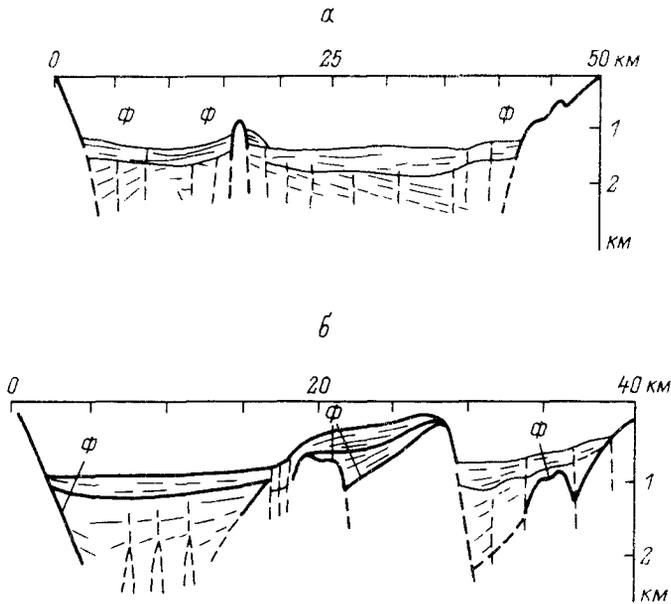


Рис. 46. Интерпретация сейсмических разрезов через Посольскую Банку (а) и Академический хребет (б).

Ф - кровли акустического фундамента (Геолого-геофизические..., 1979, с. 108).

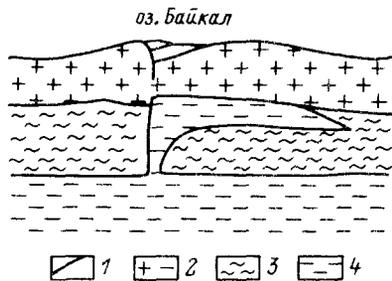


Рис. 47. Схематический разрез вкост Байкальской впадины (Педра Байкала, 1981, с. 74).

1 - кайнозойские осадки; 2 - кристаллическая земная кора; 3 - мантия с нормальными свойствами; 4 - астеносфера (вещество мантии с аномальными свойствами).

ценными в глубь впадины. Среди них различаются предельно узкие блоки-пластины и сравнительно широкие — от первых километров до 10–15 км — промежуточные ступени (Замараев, Мазукабзов, 1978). Поверхности ступеней восточных бортов впадины наклонены к ее оси. На них формируются наклонные предгорные аллювиально-пролювиально-озерные равнины. Промежуточные ступени западных бортов более разнообразны. Поверхности части из них наклонены во

внутри впадины, но чаще — к поднятому плечу рифта. На них сформированы асимметричные впадины, заполненные разновозрастными (от миоцена до среднего плейстоцена) отложениями, среди которых преобладают озерные. Наклоны поверхностей промежуточных ступеней к оси впадины связаны с медленным формированием ограничивающих разрывов за счет флексур. При быстром опускании блоков и выполаживании сместителя с глубиной поверхность блока приобретает наклон к поднятому плечу рифта (Казьмин, 1982; Плешанов, Ромазина, 1981) и смещение блока уподобляется таковому при оползнях. Подобные блоки, ограниченные литрическими сбросами, формируются в условиях близгоризонтального растяжения (Михайлов, 1984) и обеспечивают реализацию растяжения приповерхностной (хрупкой) части земной коры (Казьмин, 1987).

Рассмотрим подробнее строение бортовых зон Байкальской впадины. На западных побережьях берег часто непосредственно оформлен крутыми тектоническими уступами, устья притоков в большинстве случаев подвешены, местами формируются далеко выдвинутые в глубь акватории аккумулятивные мысы. Озерные террасы сохраняются в рельефе лишь изредка. На восточных побережьях почти непрерывно тянется более или менее широкая предгорная равнина, берега часто сложены рыхлыми кайнозойскими толщами, в устьях притоков обычно эстуарии, на значительных расстояниях прослеживаются низкие байкальские террасы. От юго-западной оконечности Байкала и до северного окончания о-ва Ольхон протягивается высокий уступ Обручевского сброса, по которому глубоководная зона Байкала непосредственно примыкает к поднятому плечу рифта. Прослеживающаяся с перерывами абразионная платформа играет роль узкого шельфа. Лишь на отдельных участках берега существует узкая (первые метры) полоса пляжа, сложенного плохо окатанной галькой и мелкими валунами. Аккумулятивные мысы редки и почти не выдвинуты в глубь озера. Местами береговая зона непосредственно образована скалистыми обрывами, местами — подмытыми шлейфами склоновых отложений.

Общая высота уступа по породам фундамента достигает 5 и более километров. В районе бухт Песчаная—Бабушка—Сенная выделяется промежуточная ступень с реликтами мел-палеогеновой коры выветривания и древних (мел-палеоген) озерных отложений.

В районе устья р. Бугульдейки к Обручевскому сбросу с его северо-западного крыла примыкает Приморский сброс, прослеживающийся на суше до района с. Мал. Кочериково. Зажатый между этими разломами клиновидный в плане блок образует наиболее крупную промежуточную ступень — Тажеранско-Ольхонскую. Кайнозойские движения по Приморскому сбросу проявились по древней системе разломов краевого шва Сибирской платформы. Амплитуда Приморского сброса от почти нулевой у устья р. Бугульдейки возрастает к северо-востоку до 400 и более метров, и, таким образом, движения по сбросу имеют шарнирный характер (Плешанов, Ромазина, 1981). Зона разлома включает ряд узких блоков-пластин, для части которых предполагается гравитационно-тектонический генезис.

Поверхности пластин представляют наклонные площадки, в тыловых швах которых местами видны неглубокие рвы, свидетельствующие о поглощении рыхлого материала (Уфимцев, 1987). На участке Зама Онгурены разлом объединяет серию сравнительно коротких кулисообразно расположенных сбросовых уступов — обновленных отрезков древних разрывов, образующих эшелонированную систему.

По разломам системы Приморского сброса отмечены малоамплитудные правые сдвиги (Шерман, 1977). Но в целом в сдвиговые смещения (в том числе левые) вовлечен ряд субпараллельных узких пластин, дифференцированно перемежающихся вдоль частных разрывов. Продольные разломы рассечены системой коротких поперечных разрывов, с которыми связаны грабенообразные опускания. В наземном рельефе они выражены широкими плоскостонными долинами. Наиболее крупная структура этого типа — верхний отрезок долины р. Ангары. С рядом поперечных разломов связаны подводные каньоны (Геолого-геофизические... 1979).

Упомянутая выше Тажеранско-Ольхонская ступень детально изучена С. П. Плещановым и А. А. Ромaziной (1981). Ее поверхность, наклоненная к поднятому плечу рифта, ступенчато снижается к северо-востоку от р. Бугульдейки до южной оконечности Ольхона, а затем вновь поднимается, достигая максимума на северо-восточном конце острова. Одновременно с этим к северо-востоку увеличивается глубина и ширина Маломорского опускания и возрастает высота поднятого плеча рифта. Все это подчеркивает шарнирный характер движений по Приморскому сбросу и сопряженность движений поднятого плеча рифта и блоков внутри впадины.

Северо-восточной частью ступени является поднятие Ольхонского блока. Его поверхность, так же как поверхность всей ступени, по более круто, наклонена к поднятому плечу рифта. В морфоструктуре этого участка выделяется Маломорский рифт, представляющий собой центриклиналичную оконечность впадины Северного Байкала. На бортах Маломорского рифта (рис. 48) многочисленны второстепенные блоки с наклоненными поверхностями, частично перекрытые миоценовыми и плиоценовыми озерными осадками, прилегающими к поверхности кристаллических пород разновозрастными слоями. Поверхности второстепенных блоков наклонены в разные стороны от оси Маломорского рифта. Таким образом, здесь сформировалась система блоков, характерная для структур растяжения (рис. 49). В южной половине Малого моря отчетливы признаки ингрессии вод Байкала (Флоренсов, 1964), обусловленной разрастанием Маломорского рифта по простиранию в юго-западном направлении и одновременным продолжающимся перекосом поверхности Ольхонского блока.

Сухонутным продолжением Маломорского опускания к юго-западу являются Чернорудская и Таготская долины-впадины. Они разделены поднятием Кучелгино-Таготского гранитоиднейсового купола. Чернорудская впадина представляет собой узкий ступенчатый неотектонический грабец, образованный сбросами Приморского и Кучелгинского разломов. — это формирующаяся на наших глазах

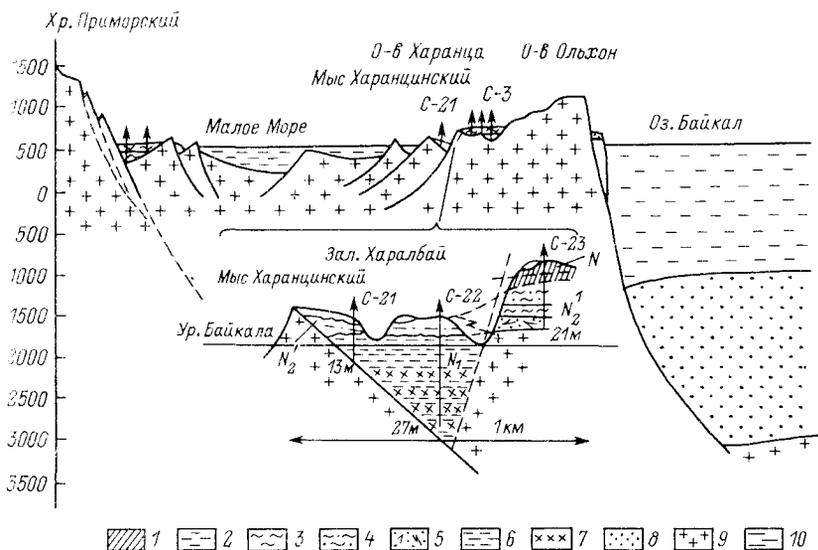


Рис. 48. Схема строения Малозерского рифта.

1 — верхний плиоцен, харанцинская свита — красовато-бурые делювиальные глины, палеозойские; 2—5 — верхний миоцен, нижний плиоцен, саянская толща [2 — субаральные глины, суглинки, палеочерны; 3—5 — осадки крупного озера (3 — глины, 4 — известковые глины малых озер, 5 — пески пляжевой зоны)]; 6—7 — миоцен (6 — монтмориллонитовые глины малых озер; 7 — они же загинированные); 8 — кайнозойская толща; 9 — фундамент; 10 — водная масса. На разрезе — детали геологического строения района мыса Харанцинского.

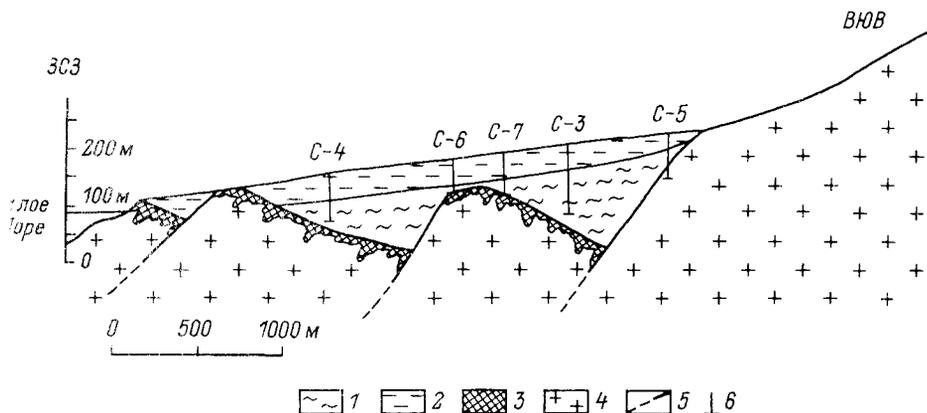


Рис. 49. Разрез неогена на о-ве Ольхон, залегающего на системе блоков фундамента, которые сформировались в условиях растяжения.

1—2 — харанцинская свита (1 — известковые глины мелководных озер, 2 — песчаные глины крупного озера); 3 — каолинистая кора выветривания; 4 — кристаллический фундамент; 5 — разрывные нарушения; 6 — скважины.

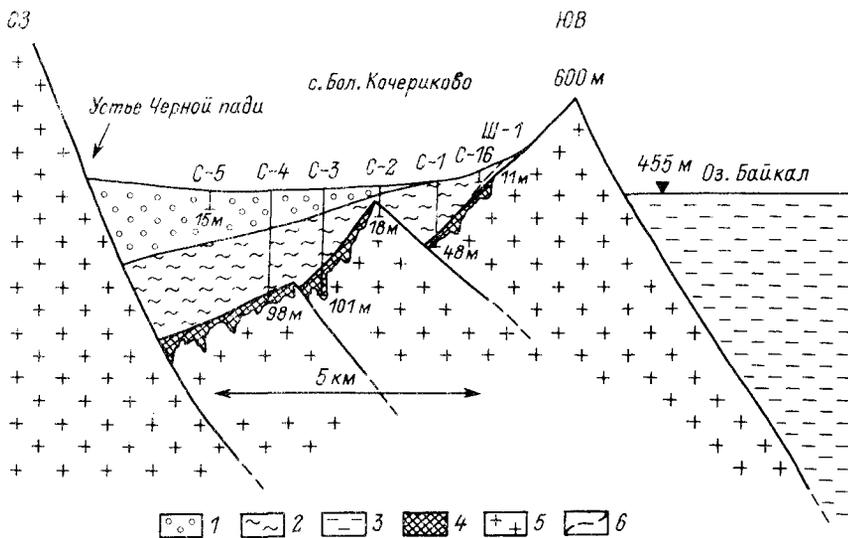


Рис. 50. Схема строения Качериковской впадины.

1 — четвертичные аллювиально-пролювиальные валуно-галечные отложения; 2 — 3 — хала-гайская свита (2 — озерные, озерно-болотные бурые глины; 3 — делювиальные красные глины); 4 — кора выветривания; 5 — кристаллический фундамент; 6 — разрывные нарушения.

миниатюрная рифтовая долина — аналог осевого грабена, выявляемого в структуре фундамента Байкальской впадины по данным НСН.

На отрезке берега к северо-востоку от устья р. Зундук протягиваются Заминская, Онгуренская, Качериковская промежуточные ступени. На них сформировались небольшие впадины. Более крупная и лучше изученная Качериковская впадина сформировалась на блоке, поверхность которого наклонена к поднятому плечу рифта. От ванны Байкала впадина отделена вздернутым краем блока фундамента, рассеченного разломом. Впадина заполнена неогеновыми озерными глинами. Мощность отложений определяется глубиной погружения фундамента (рис. 50).

Севернее с. Качериково до мыса Котельниковского прослеживаются еще несколько узких промежуточных ступеней. На них местами сохранились реликты мел-палеогеновой коры выветривания и развиты маломощные четвертичные отложения предгорий. Поверхность этих ступеней наклонена в сторону впадины. Некоторые из них расположены выше уровня Байкала (Шартлинская — около 400 м, Саган-Морянская — около 100 м), некоторые — по данным В. И. Галкина, на небольшой глубине (Нагорья, ..., 1974). Благодаря последним напротив устьев долин, пересекающих склон Байкальского хребта, на таких участках сформированы аккумулятивные мысы, сложенные в основном отложениями селей и материалом вдольберегового потока наносов (Лут, 1978). Берега бухт здесь чаще абразионные, что связано с дефицитом наносов.

От мыса Котельниковского и далее к северу выделяется крупная Котельниковско-Тыйская ступень протяженностью более 100 км при ширине до 10 -15 км. Она с запада ограничена Рельским и Тыйским разломами, а с востока - Кичерским и Куркулшеским. Вдоль границы ступени с поднятым плечом протягивается узкая впадина, заполненная ледниковыми отложениями плейстоцена. Она напоминает Чернорудскую впадину. Котельниковско-Тыйская ступень во многом сходна с Тажеранско-Ольхонской.

В районе Чилимских и Слюдяных озер Котельниковско-Тыйская ступень осложнена Рель-Слюдянской впадиной. Она морфогенетически аналогична Кочериковской, но заполнена плейстоценовыми осадками (рис. 51). В районе г. Северо-Байкальска поверхность ступени и лежащие на ней среднеплейстоценовые отложения расчленены береговыми сбросами и опущены на 100 -150 м по вертикали (рис. 52). Возраст этих сбросов послесреднеплейстоценовый. Особенности Котельниковско-Тыйской ступени указывают на формирование осложняющих ее морфоструктур в условиях растяжения и о молодом (послесреднеплейстоценовом) возрасте последних крупномасштабных движений по сбросам.

К граничным разломам западного борта Байкальской впадины примыкает поднятое плечо рифта. Как отмечено выше, от внутри-впадинных структур оно отделено высокими тектоническими уступами (Паешанов, Ромазина, 1981; Уфимцев, 1987). Особенности строения зоны тектонических уступов указывают на расширение впадины за счет горного обрамления. Наибольшей морфологической выразительности сбросовые эскарпы и фасыеты достигают в Южной и Средней впадинах. Тектонический уступ на большей части Северной впадины значительно расчленен экзогенными процессами.

Поднятое западное плечо рифта включает морфоструктуры Ольхинско-Голоустинского плато, Приморского и Байкальского хребтов. Плато примыкает к впадине в ее юго-западной оконечности, от п. Култук до р. Ангара (Ламкин, 1968) и далее до р. Бугульдейки. Вершинная поверхность плато субгоризонтальна и практически совпадает с реликтами мел-палеогенового невензена, который здесь образует большую часть водоразделов в интервале абсолютных высот 900—1100 м.

Приморский хребет протягивается от долины р. Бугульдейки до верховий р. Чанчур. Его поверхность постепенно подымается, образуя отчетливо выраженный асимметричный свод, который достигает максимальной высоты 1600 -1700 м. Юго-восточный склон свода расчленен Приморским сбросом. Водораздельные пространства хребта образованы реликтами мел-палеогеновой поверхности выравнивания в интервале высот 1300 -1500 м. Они в значительной степени деформированы и на обеих «покатях» хребта образуют широкие площадки, наклоненные (до 10°) от осевой зоны. Над поверхность выравнивания на 100 -300 м возвышаются вершины-останцы более древнего (мезозойского?) яруса рельефа. В древнюю поверхность выравнивания неглубоко врезаны широкие пологие долинообразные понижения - седловины - реликты неогеновой и четвертичной эро-

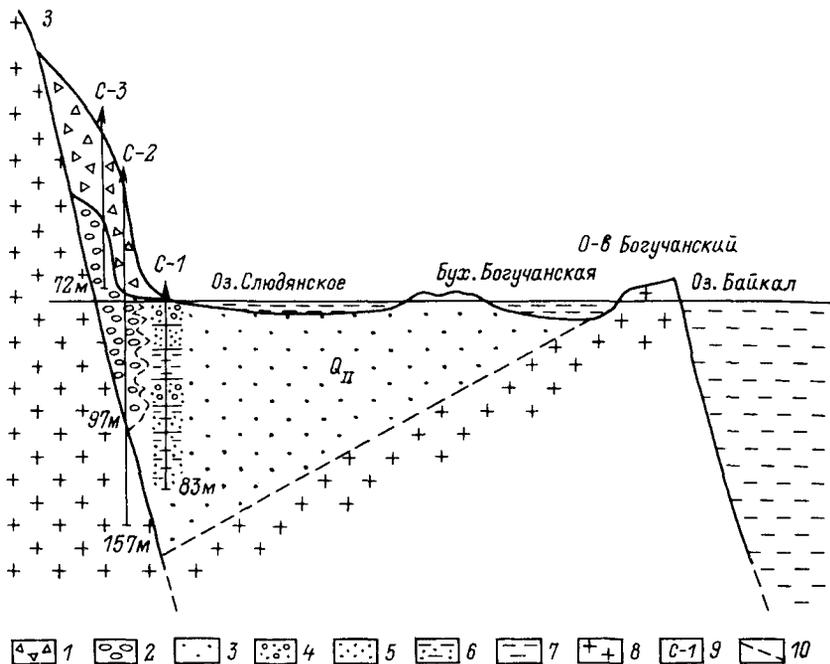


Рис. 51. Схема строения Слюдянской впадины.

1 - склоновые грубообломочные отложения; 2-7 - среднеплейстоценовые озерные (2 - галечники, 3 - пески разноразмеристые, 4 - пески с галькой, 5 - пески мелкозернистые, 6 - пески алевритовые, 7 - алевриты); 8 - кристаллический фундамент; 9 - скважины; 10 - разрывные нарушения.

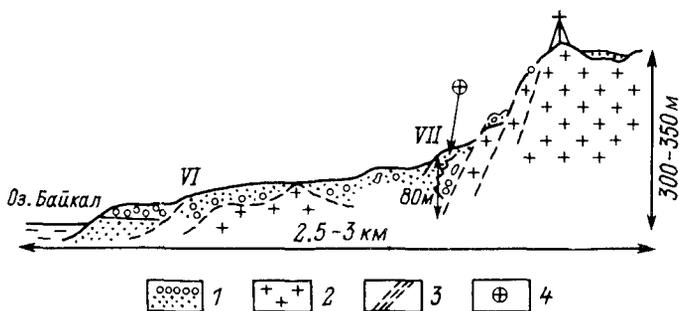


Рис. 52. Среднеплейстоценовые отложения, смещенные бортовым разломом Байкальской впадины. Мыс Кураи (г. Северобайкальск).

1 - озерные, аллювиально-пролювиальные и ледниковые отложения; 2 - кристаллические породы; 3 - сбросы; 4 - местонахождение скелета мамонта раннего типа и планктонных диатомовых байкальского комплекса. Римские цифры - номера террас.

зионной сети. «Дряхлые» элементы рельефа глубоко прорезаны V-образными, ущельеобразными долинами современных притоков Байкала. На юго-восточных склонах хребта пологие древние четвер-

тичные долины и связанные с ними своеобразные отложения гигантских глыб обрваны сбросовым уступом Приморского разлома и опущены к водножизно склону на 100—200 м по вертикали (Смолянская, Мад, 1987).

Приморский хребет к северо-востоку сменяется Байкальским, который достигает 2—2,5 км абс. выс. В поперечном сечении он представляет полусвод, вдоль максимальных отметок которого протягивается предельно крутой тектогенный уступ западного борта Байкальской впадины. В пределах хребта широко развиты ледниковые формы, и он имеет характерный альпийский облик. Реликты мел-палеогеновой поверхности выравнивания на большей части уничтожены, хотя нельзя полностью исключать возможность их обнаружения.

Границы крупных морфоструктур поднятого плеча рифта строго совпадают с границами геологических структур. Ольгинско-Голоустенское плато сформировано на слабо приподнятом крае Сибирской платформы. Приморский и Байкальский хребты захватывают краевую зону Байкальской складчатой области, причем Байкальский хребет приурочен к позднекареельскому Северо-Байкальскому вулканическому поясу, а Приморский охватывает раннекареельский складчатый комплекс.

Вдоль подножий западных склонов хребтов проходит цепь понижений, общей протяженностью более 500 км. Они отделяют морфоструктуры Приморского и Байкальского хребтов (поднятое плечо рифта) от поднятий Онетской возвышенности, а к северу от верховий р. Лены — от Приленского плато.

С востока Байкальская впадина ограничена сложной системой поднятий. На севере протягивается крупное Баргузинское поднятие, представляющее типичный асимметричный глыбовый свод. Западный склон хребта (более пологий) — ступенчатый. В высотном поясе 600—1000 м выделяется первая — низкорная ступень с мягкими формами рельефа. Более высокие ступени и водораздельная область интенсивно расчленены эрозивно-денудационными процессами, в том числе ледниковой экзарацией. Баргузинский хребет достигает отметок более 2800 м. В северной части хребта отмечен «... структурно-денудационный трог, заложенный вдоль оси свода...» (Геоморфология, ..., 1981, с. 38) и довольно значительные площади выровненных поверхностей — возможно, реликтов доплищцевого единства. К югу Баргузинский хребет сужается, заканчиваясь вблизи устья р. Баргузин, южнее которого Байкальскую впадину ограничивает Морской хребет максимальной высотой 1800 м и характерного асимметричного строения. На крайнем юге и юго-востоке ко впадине Байкала примыкает крупное Хамар-Дабанское сводовое поднятие, в осевой части которого выделяется Верхнетункинская впадина. В целом горное окружение Байкальской впадины включает фации Саяно-Хамар-Дабанского и Байкало-Ставового поднятий, разделенных Селенгинской седловиной (Нагорья, ..., 1974) в районе Южно-Байкальской впадины. Эта область сниженного рельефа совпадает с зоной минимальных (34—36 км) значений

мощности земной коры, тогда как под Северо-Байкальской впадиной они почти на 10 км больше (Недра Байкала, ..., 1981).

Поднятия восточного обрамления Байкальской впадины сопровождаются более или менее широкими предгорными ступенями, упомянутыми выше. Их поверхности наклонены в сторону впадины и на них сформировались наклонные аккумулятивные равнины. Ступени характеризуются устойчивой тенденцией к опусканию приозерных крыльев, сопряженному с периодическими поднятиями прихребтовых крыльев. В связи с этим в предгорной части формируются низкие террасы (обычно 3–4), высота которых в приозерной части снижается и иногда они сливаются, т. е. здесь имеет место сочетание по типу «пожниц». Наиболее крупные предгорные равнины отмечаются на Южном Байкале (Утуликско-Солзанская, Муриинско-Танхойская) и на Северном (Сосновская, Давыдовская и др.).

Выделяются два этапа формирования современной поверхности аккумулятивных равнин. Древний (по-видимому, позднеллювиально-среднеллювиальный), с которым связано формирование аккумулятивного уровня, прорезанного современными реками на 80–120 и более метров, и позднеллювиальный – прорезанный водотоками на 20–30 м. В предгорной части равнина сложена аллювиально-пролювиальными, ледниковыми, озерно-ледниковыми отложениями. Обально-осыпные делювиально-пролювиальные отложения связаны обычно с ледниковыми интервалами плейстоцена. В приозерной части они фациально замещаются байкальскими отложениями. Вниз по разрезу также происходит смена грубообломочных наземных отложений озерными. Аккумулятивная равнина образовалась за счет заполнения озерными осадками бывших прибрежных зон Байкала и последующего формирования аллювиально-пролювиального покрова. На ранних этапах граница озера проходила непосредственно у подножия коренных склонов, а тень отодвинута в глубь впадины на несколько (до 10 и более) километров от первоначального положения.

Особой проблемой геоморфологии и неотектоники Байкальской впадины, нерешенной до сего времени, является вопрос о террасах Байкала. Он оживленно обсуждался в ряде работ В. Н. Думитрашко, В. В. Ламакина, Б. Г. Пальшина, Н. А. Флоренцова и др. В. В. Ламакин (1968) считал, что на Байкале есть только четыре четвертичные террасы, при этом они формировались лишь на восточных (подымающихся, по Ламакину) берегах. Многие площадки, которые В. Н. Думитрашко выделяла в качестве байкальских террас, оказались тектогенными ступенями. Специальное изучение низких террас (Мац, 1974) подтвердило наличие четырех уровней. Возраст самой высокой из них (20–25 м) – верхний плейстоцен (заряв). На восточных побережьях они отчетливо выражены в рельефе, тогда как на западных сохранились лишь реликты террас, что связано с высокой интенсивностью их денудационного разрушения. Террасы на западных берегах, как правило, цокольные, с мало-мощным покровом озерных галечников. Цоколи сложены кристаллическими породами. Крупность обломков уменьшается вверх по раз-

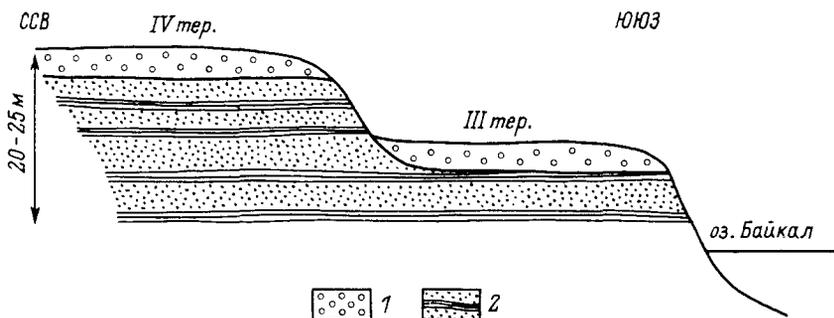


Рис. 53. Байкальские террасы с цоколем, сложенным среднеплейстоценовыми озерными отложениями. Район мыса Бирея, Сев. Байкал.

1 — озерные галечники аккумулятивной части разреза; 2 — озерные пески и алевриты с планктонами диатомовых байкальского комплекса в цоколе террас.

резу. Террасы на восточных и южном побережьях частью аккумулятивные, частью цокольные, но цоколи их обычно сложены отложениями кайнозоя (рис. 53). Как отмечено выше, крупность обломков увеличивается вверх по разрезу.

Высота первой и второй террас выдержана по всему Байкалу. Высота третьей меняется в связи с неотектоническими деформациями, скорость которых оценена в 0.1 см/год. Однозначно установлены более высокие, чем четвертая, четвертичные террасы. В частности, 80-метровая терраса на Тыйском мысу — не поднятая четвертая, как считал В. В. Ламакин, а самостоятельная (VI или VII) среднеплейстоценовая терраса. Хорошо выражена 150-метровая терраса на мысе Валуван (Ламакин, 1968). На ее поверхности вскрыты озерные валунно-галечные отложения. Широкие абразионные площадки прослежены на о-ве Ольхон на высотах 150—180 м. На них рассеяны дисковидные (озерные) гальки полимиктового состава. Серия озерных террас до высоты 216 м над Байкалом хорошо выражена на Ушканьих островах (Ламакин, 1968). Отмечены высокие террасы и на п-ве Святой Нос (Ескин и др., 1959). Байкальские отложения с эндемичной спонгиофауной на высотах в несколько сот метров описаны в районе Слюдянских озер и в долине р. Томпуды (Думитрашко, Мартинсон, 1940). Толщи галечников известны на водораздельных седловинах в вершине долины р. Зундук и на водоразделе рек Чанчур—Глубокая. Эти и другие разрозненные данные говорят о наличии реликтов высоких озерных и аллювиальных геоморфологических уровней, но они требуют специального исследования.

Осадочная толща

Байкальская котловина вмещает мощные бассейновые отложения, покровные толщи и сложный террасовый комплекс. Их возрастной диапазон охватывает весь кайнозой и, по-видимому, мааст-

рихт (Мац, 1987). Для береговых зон восточного и южного побережий и дольных отложений акватории характерны разрезы, в составе которых преобладают озерные и аллювиально-озерные отложения. Они сплошным чехлом покрывают промежуточные ступени фундамента, наклоненные к оси впадины. Северо-западные прибортовые зоны или лишены кайнозойского покрова, или он слагает небольшие площади и отличается малой мощностью, представленный главным образом четвертичным делювием. Лишь в небольших впадинах на поверхностях промежуточных ступеней, наклоненных к поднятому плечу рифта, распространены более древние озерные отложения.

Суммарная мощность кайнозойских отложений, по геофизическим оценкам, достигает 5–6 км в Южно-байкальской впадине и на севере Байкала (Нагорья, ..., 1974). В зонах подводных перемычек она снижается до нескольких сот метров (Николаев и др., 1985; Геолого-геофизические..., 1979). Наиболее представительный разрез вскрыт в дельте р. Селенги, где весь комплекс осадочных пород объединен в усть-селенгинскую толщу (Решения..., 1981). Последняя вскрыта скважинами до глубины 3100 м, а ее общая мощность, по-видимому, достигает более 5000 м (Замараев, Самсонов, 1959). Толща сложена преимущественно озерными полимиктовыми песками, песчаниками, алевролитами, глинами; изредка встречаются прослои бурого угля, часто — гравийные, гравийно-песчаные, гравийно-галечные отложения, редко — рассеянные гальки. Роль грубообломочных пород возрастает к прибортовым зонам. Разрез расчленен по спорово-пыльцевым данным. По Н. А. Логачеву, возраст нижней части разреза, по-видимому, эоценовый (Нагорья, ..., 1974). Вышележащая часть разреза охарактеризована миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными палинокомплексами.

Кайнозойские отложения расчленяются на три крупных литостратиграфических комплекса — верхнемеловой — эоценовый, олигоценый — нижнеплиоценовый, верхнеплиоценовый — четвертичный. Наиболее сильные различия между верхнемеловым — эоценовым и более молодыми комплексами.

Верхний мел — эоцен (70–33 млн. л. н.) известен в ограниченном числе пунктов в контуре Байкальской впадины и на окружающих поднятиях. Возраст отложений определен преимущественно по литостратиграфической коррекции с Предбайкальем (Кайнозойские..., 1976). Отложения залегают на позднемеловой или эоценовой каолинитовой (местами латерит-каолинитовой) коре выветривания, которая является реликтом мощного покрова, залегавшего на исходной поверхности выравнивания (Нагорья..., 1974; Кувшицкий, Ломоносова, 1975). Осадочные образования представлены переотложенными продуктами коры выветривания — их песитовые фракции имеют каолинитовый состав, а более крупные сложены главным образом кварцем и обогащены другими минералами, устойчивыми к выветриванию. В контуре Байкальской впадины среди отложений различаются озерные, аллювиальные, пролювиальные. Особенности пространственного распределения различных

генетических типов отложений свидетельствуют о заложении прообраза основных морфоструктурных элементов Байкальской впадины в позднем мелу—среднем палеогене.

Глубина эрозионного расчленения вряд ли превышала первые десятки метров, во всяком случае врезь, как правило, не проникали за пределы коры выветривания. Над почти плоской поверхностью возвышались останцы более древнего (мезозой?) яруса рельефа, высота которых достигала первых сот метров.

С концом мела—первой половиной палеогена связаны слабые проявления щелочно-базальтового вулканизма в области будущего подводного Академического хребта. Калий-аргоновый возраст пород — 52 ± 8 млн. лет (Ескин и др., 1978), что близко к границе палеогена и эоцена.

Литологические особенности отложений и палеоботанические данные показывают, что Прибайкалье в рассматриваемый отрезок времени входило в пределы влажного субтропического пояса.

Олигоцен—ранний миоцен (33—3,5 млн. лет) составляет основную часть осадочной призмы Байкальской впадины. Наиболее широко распространены озерные отложения. Базальные слои комплекса имеют разный возраст — от олигоцена до позднего миоцена. Верхняя граница повсеместно датируется концом раннего плиоцена и также обычно фиксируется несогласием. Отложения наиболее широко распространены на южном и юго-восточном побережьях Южного Байкала, известны в Приольхонье и на о-ве Ольхон, а также на западном побережье п-ва Святой Нос. Геофизическими методами аналоги олигоцен-нижнеплиоценовой толщи выделены в донном разрезе Южной и Средней впадин Байкала и отмечено их отсутствие на дне Северного Байкала (Николаев и др., 1985), но в районе северной оконечности впадины мощность осадочной толщи более 3 км.

На Южном Байкале олигоцен-нижнеплиоценовые отложения обнаружены в доколе позднеплиоцен-четвертичной аккумулятивной предгорной равнины на Хамар-Дабанском побережье. Традиционно в этом районе к олигоцену—раннему плиоцену относили угленосную толщу мелкоземистых отложений — танхойскую свиту, а распространенные на соседних площадях грубообломочные отложения выделяли в апосовскую свиту верхнего (или среднего—верхнего) плиоцена (Логачев, 1958, 1964). Позднее установлено, что грубообломочные отложения образуют две разновозрастные толщи, одна из которых (осиновская свита) является стратиграфическим аналогом танхойской свиты, а другая (шанхайнская свита), по фауне мелких млекопитающих, имеет верхнеплиоценовый возраст. Осиновская и шанхайнская свиты разделены перерывом, сопровождавшимся интенсивным выветриванием и несогласием (Мац, 1985).

Полученные данные о стратиграфическом соответствии осиновской и танхойской свит имеют важное палеогеографическое значение, поддерживая геологическими аргументами давно развивавшиеся палеонтологами и биологами представления о существовании

крупных глубоководных озер в контуре Байкальской впадины с конца палеогена - начала миоцена (Кожов, 1972; Мартинсон, 1964; Попова, 1984).

В Средне-Байкальской впадине аналоги тапхойской свиты установлены на западном побережье п-ва Святой Нос, где они выделяются в южносвятоносскую свиту.

Рассмотренные отложения слагают разобщенные на суше площади, однако, судя по данным геолокации, они непрерывно прослеживаются под дном озера, образуя единую призму. Формирование которой связано с крупным глубоководным бассейном.

На западных побережьях отложения рассматриваемого стратиграфического диапазона известны в центральной части Зап. Прибайкалья. Они слагают несколько небольших изолированных линз не древнее среднего миоцена, формировавшихся во впадинах на поверхности промежуточных ступеней. Озерные отложения центральных частей впадин тесно связаны с озерно-делювиальными и субэаральными отложениями. Лишь на о-ве Ольхон присутствуют осадки довольно значительного водоема, который возможно представлял залив крупного палеозера Средне-Байкальской впадины. Литогенетическая нестрога разреза и сложность стратиграфических соотношений различных его элементов определяют сложность стратиграфических построений для этой части региона (Плюцен. . . , 1982). Наиболее важное стратиграфическое и палеогеографическое значение имеют разрезы на о-ве Ольхон, где выявлена уникальная для Сибири последовательная серия палеонтологически датированных разрезов в диапазоне от среднего миоцена до нижнего плейстоцена включительно.

Среднемиоцен-нижнеплиоценовые отложения района объединены в халагайскую свиту (Логачев и др., 1964). Верхняя часть ее разреза фациально замещается сасинской толщей, в составе которой различаются отложения крупных озер, а также отложения субэаральные и малых озер (Плюцен. . . , 1982). Халагайская свита выполняет малые тектонические впадины, сформировавшиеся на наклонных поверхностях блоков, ограниченных листрическими сбросами. Наиболее распространены ее выходы на о-ве Ольхон; разрозненные пятна пород известны в Првольхонье - в Загалмайской, Огуренской, Кочериковской впадинах и у пос. Курма.

Нижняя часть разреза свиты включает богатую средне-позднемиоценовую фауну Тагайского местонахождения (Логачев и др., 1964). Угленосная часть разреза охарактеризована спорово-пыльцевыми комплексами и диатомовыми. Состав фауны и флоры характеризует теплоумеренные степные ландшафты (семиаридные) и мелководные водоемы. Ольхонский неоген прилегает разными горизонтами к наклонной поверхности кристаллического фундамента (рис. 49), демонстрируя несогласие растяжения.

Сасинская толща (верхний миоцен и нижний плиоцен) сложена озерными и субэаральными отложениями преимущественно глинистого состава. Мощность толщи во впадинах достигает 50 - 60 м, сокращаясь до минимума над поднятиями фундамента.

Характерны контакты прилегания базальных слоев к наклонной поверхности фундамента.

Озерные отложения представлены тремя типами разрезов. Первый формировался в крупном сравнительно глубоководном бассейне (Сасинское палеозеро) — вероятно, заливе Палеобайкала. Второй представлен осадками лагуны, третий формировался в мелководных озерах в небольших бессточных котловинах. Осадки второго и третьего типов озерных отложений протягиваются по периферии призмы отложений Сасинского палеозера, фациально заменяя их, и в свою очередь заменяются и переслаиваются с субаэральными осадками. Среди них обычны красноцветно-пестроцветные отложения, часто высококарбонатные. Многие субаэральные образования отнесены к палеопочвам — коричневым, красновато-коричневым, черным глиноземам. Их современные аналоги формируются в тропическом и субтропическом поясах (Воробьева и др., 1987). В разрезах найдены остатки мелких и крупных млекопитающих — туроллий и русциний, водных и наземных моллюсков, отложения получили палеомагнитную характеристику (Плюцен, ... 1982; Покатилов, 1985), в них встречены остатки харовых, диатомей, остракоды (Мац и др., 1985).

Литохимические особенности пород и специфика палеонтологической характеристики позволяют реконструировать ландшафты как сухие степи, временами полупустыни, временами саванны и оценивать палеоклиматы как теплоумеренные, временами сухих субтропиков. Особенности палеоклимата определяли лимнические процессы и седиментацию в малых озерах и слабо влияли на крупные озера.

Верхний палеоцен—эоценоидея наиболее полно представлен на южном и юго-восточном побережьях Южного Байкала. Повсеместно в этих разрезах господствуют грубообломочные отложения, сменяющиеся вверх по разрезу песками, выделенные в шанхайхинскую свиту. Значительная часть отложений накапливалась в крупном глубоководном бассейне, во многом сопоставимом с современным Байкалом, но все же, судя по размерности обломочного материала, несколько уступающем ему по динамическим характеристикам береговой зоны. Свита залегает то на докембрийском фундаменте в зонах поднятий, образуя аккумулятивный уровень 100–150 м над Байкалом, то несогласно перекрывает низкий цоколь, сложенный танхойской или осиновской свитами, в свою очередь образуя верхнюю часть цоколя 20–60-метровых четвертичных террас. Местами ее аналоги слагают верхнюю часть контрастно наслоенного комплекса. На юго-восточных побережьях Среднего и Северного Байкала они выполняют небольшие впадины-сателлиты. Указанные особенности залегания — свидетельство интенсивных дифференцированных движений блоков.

Шанхайхинская свита в нижней части разреза охарактеризована позднениоценовыми мелкими млекопитающими (сибирский вариант хапрского фаунистического комплекса — Адаменко и др., 1975) и комплексом диатомей с эндемичными байкальскими формами (Мац и др., 1985). В верхней части разреза ее аналогов

в Туинских виадинах собраны мелкие млекопитающие, параллелизуемые с таманским комплексом (в широком смысле — Адаменко и др., 1984).

На тектонически устойчивых блоках вне зон влияния прибортовых поднятий выделяются собственно верхнеплиоценовые и эоплейстоценовые отложения. Наиболее обоснованно они расчленены на о-ве Ольхон, где выделены харанцинская свита верхнего плиоцена и почвенно-лессовая толща эоплейстоцена.

Верхний плиоцен представлен харанцинской свитой субаральных глин, залегающей с перерывом на подстилающих, нередко озерных отложениях. Перерыв связан с поднятиями в начале позднего плиоцена. Накопление глин сопровождалось преобразованием их почвенными процессами (Воробьева и др., 1987).

По разрезу харанцинской свиты установлены направленные изменения литолого-геохимических особенностей пород, типа почвенных образований, состава наземной малакофауны, свидетельствующие о тенденции к похолоданию и увеличению влажности. В верхних горизонтах появляются криогенные деформации. В раннехаранцинское время климат был теплым с сухим жарким летом и влажной теплой зимой, в позднехаранцинское время — умеренным, умеренно холодным. Свита охарактеризована мелкими млекопитающими, параллелизуемыми по возрасту с хауровским фаунистическим комплексом (Плиоцен. . ., 1982).

Эоплейстоцен представлен почвенно-лессовой толщей красновато-бурых лессовидных делювиально-эоловых суглинков с реликтами погребенных почв. Это древнейшие в регионе слои эпохи лёссовобразования. Разрез толщи включает до семи ритмов «суглинки—почвы». На нескольких уровнях отмечены деформации солифлюкционного типа. Породы охарактеризованы мелкими млекопитающими, сопоставленными по возрасту с одесским фаунистическим комплексом (Покатилов, 1985), среди которых преобладают *Villaniya* — характерные степные формы.

Суммируя имеющиеся по Прибайкалью данные о ландшафтно-климатических особенностях эоплейстоцена, можно наметить три различные обстановки. Для раннего этапа характерны признаки иссушения климата, сопровождавшегося кратковременными глубокими похолоданиями и формированием степных, лесостепных растительных ассоциаций. В среднем эоплейстоцене распространились темнохвойные леса с примесью широколиственных форм. Климат был мягче современного. В позднем эоплейстоцене стало суше и прохладнее. Эти флуктуации параллелизуются с дунаем, дунаем-гюнцем и гюнцем.

После резкого усиления расчлененности рельефа в позднем плиоцене наметилась некоторая стабилизация и снижение энергии рельефа в конце плиоцена—эоплейстоцене.

Э о п л е й с т о ц е н — н и ж н и й п л е й с т о ц е н присутствует на о-ве Ольхон (нюрганская свита) и мысе Лударь. Нюрганская свита сложена озерными (с единичными диатомеями, в том числе эндемичных байкальских видов — определены Г. П. Черняевой)

в делювиально-пролювиальными песками с линзами пролювиально-озерных щебнисто-глибовых отложений. Они накапливались в мелководной прибрежной зоне озерного бассейна, по-видимому, связанного с Палеобайкалом. Подонива свиты залегает несколько ниже уровня Байкала. Близкие по возрасту доплейстоценовым слоям пюрганской свиты делювиально-пролювиальные пески и супеси постепенно сменяют лёссово-почвенную толщину низов зонлейстоцена в разрезе Тагай и известны в Заглинском разрезе. Они охарактеризованы мелкими млекопитающими второй половины зонлейстоцена с *Allophaiomys* (Покатилов, 1985). На мысе Лударь (Северный Байкал) нижнеплейстоценовые отложения также залегают вблизи уровня Байкала. В обоих районах они охарактеризованы остатками млекопитающих, позволяющих отнести вмещающие слои к верхам зонлейстоцена — низам плейстоцена (Плюцен, ... 1982): в Лударьском разрезе — мелкие млекопитающие, в составе которых *Prosiphneus* ex gr. *pseudormandi*, *Lagurus* (*Eolagurus*) ex gr. *simlicedens* и др.; в Пюрганском — наряду с грызунами (группировка *Eolagurus*, *Lagurodon* с единичными *Allophaiomys*, *Mimomys*) многочисленны остатки древней лошади *Equus* sp., которая не моложе раннего плейстоцена (заключение Э. А. Вангенгейм), *Bison* и др. В низах разреза (ниже слоев с фауной) проходит инверсия Брюнес — Матуяма, а в Лударьском разрезе выделяется никележащая прямо намагниченная зона (Харамильо?).

По смене палинокомплексов и малакофауны в Пюрганском разрезе в слоях, лежащих выше инверсии Брюнес — Матуяма, устанавливаются следы климатической обстановки мягче современной, а выше по разрезу — суровых условий, сопровождавшихся криогенезом (Плюцен, ... 1982). По-видимому, раннепюрганское время может параллелизоваться с гюнц-минделем, а позднепюрганское — с минделем, но следы ледниковых событий неизвестны.

Средний плейстоцен слагает байкальские террасы средневысотного (30–80 м) комплекса. Их типовой разрез представлен в районе г. Северобайкальска (устье р. Тыи). Здесь хорошо выражены четыре верхнеплейстоценовые террасы (до 20–22 м) и расположенные выше террасы (V—VII) и увалы в интервале высот 30–80 м, отнесенные к среднему плейстоцену. Последние сложены озерными аллювиальными и делювиальными песками и песками таласоподобных депрессий, аллювиально-пролювиальными валунисто-галечными отложениями, моренноподобными валунистыми суглинками. В озерных песках встречаются гигантские ледниковые валуны, свидетельствующие о существовании айсбергов. Повсеместны следы криогенеза. В разрезе V (30–35 м) байкальской террасы постоянны сингенетичные конвективные деформации на нескольких уровнях.

В разрезе 80-метровой террасы найден скелет мамонта раннего типа (Базаров и др., 1982). В озерных песках среди диатомовых — байкальские эндемичные виды (определения Е. А. Черемисиновой и Г. Н. Черняевой). Н. В. Кудягиной описаны спорово-пыльцевые спектры, главным образом травянистых растений. Среднеплейстоценовые осадки разорваны бортовым сбросом Байкальской впадины

и смещены почти на 200 м (см. рис. 51). По-видимому, этим смещением обусловлено формирование долины прорыва в устье р. Тын.

На юго-восточном побережье среднеплейстоценовые пески слагают террасовалы в интервале высот 35–80 м, а также вскрываются в цоколях низких террас. На ряде участков полигенетические пески слагают плащеобразные покровы.

На протяжении большей части среднего плейстоцена господствовали ступенные и лесоступенные ландшафты. Уровень Байкала был максимально высоким. Выше 80-метровой байкальской террасы, которая должна быть отнесена к наиболее молодой части среднего плейстоцена, имеются разрозненные следы более высоких абразионных и аккумулятивных образований. Сейчас невозможно аргументированно датировать эти высокие уровни и оценить долю вклада в их формирование неотектоники и колебаний уровня Байкала. Но наиболее вероятно среднеплейстоценовый возраст большей их части. Возможно, что основную роль в их формировании сыграл, как это считает Н. А. Логачев (Нагорья, ..., 1974), подъем уровня вод, обусловленный тектоническим поднятием западного борта Байкальского впадины в начале плейстоцена, приведшим к разрыву Праманзурского канала стока вод Байкала в Лену и поднятию уровня озера до высоты нового порога стока в районе южной оконечности Байкала, через систему р. Иркута в Енисей (Кононов, Мац, 1986).

Одним из важнейших палеогеографических событий среднего плейстоцена было оледенение (максимальное). Ледники полупокровного типа занимали значительные площади хребтов, окружавших Северный Байкал. Через выводные долины ледниковые языки спускались в Байкал, где формировались айсберги.

Верхний плейстоцен слагает байкальские террасы низкого (до 20–25 м) комлекса. Нижняя часть его разреза (риссвюрм) обнажена в цоколях низких террас. В более молодой части разреза выделяются озерные, ледниковые, покровные и склоновые отложения, которые расчленены на два ледниковых и один межледниковый горизонты.

Нижний ледниковый (томшинский, сопоставляется с ермаковским) горизонт включает образования горно-долинного оледенения, морены которого достигают береговой зоны Байкала, комплекс склоновых и флювиогляциальных отложений (нижняя коллювиально-аллювиально-пролювиальная толща) и озерные отложения IV (20–22 м) байкальской террасы.

Ледниковые образования выделены на Северном Байкале. Считается спорным их наличие на Хамар-Дабанском побережье (Ивановский, 1982), но нашими материалами подтверждаются давнишние представления об их присутствии на юге Байкала (Пальшин, 1955). В горах Северного Прибайкалья ледниковые отложения лежат на дне долин, на многие сотни метров прорезающих поверхность, с которой связаны среднеплейстоценовые ледниковые образования (Салон, 1964; Геоморфология, ..., 1981). Морены включают линзы флювиогляциальных песков, а также гальки, заимствованные из подстилающих озерных и аллювиальных отложений.

Единичным радиоуглеродным определением возраст морены оценен в $39\ 240 \pm 1780$ лет (СОАН-1626). Последнее оледенение было многофазным. Уровень Байкала во время разных фаз был, по-видимому, различным: в одних случаях ниже современного, в других — близок к нему (Галкин, 1961; Лут, 1964).

Палинологические данные свидетельствуют о формировании растительных группировок холодных степей и ериковых ассоциаций. Имеющиеся в литературе данные о наличии темнохвойной тайги на Байкале в это время (Белова, 1975) опираются на палинокомплексы, определенные из морен, в составе которых в массе присутствует обломочный материал, заимствованный из подстилающих отложений, очевидно, что при этом в морену попадали также споры и пыльца.

Перед фронтом морен простираются наклонные аккумулятивные равнины, сложенные флювиогляциальными валуново-галечными отложениями и отложениями озер и болот перигляциальной зоны. В тылу морен распространены ленточные алевриты плотинных озер. Этот комплекс осадков прорезан современными водотоками на 20—25 м, и их поверхность по своему гипсометрическому уровню соответствует IV байкальской террасе.

Озерные отложения томшинского горизонта слагают IV (22—25 м) байкальскую террасу. В ее типовом разрезе на мысе Лударь ритмично чередуются озерные галечники и субэаральные пески, охарактеризованные соответственно лесными и степными спорово-пыльцевыми спектрами. Вблизи тылового шва пески фациально замещаются суглинками с криогенными деформациями. В связи с чем следует полагать, что остепнение было вызвано не только иссушением климата, но и похолоданием. В фазы похолодания-иссушения уровень Байкала снижался и накапливались пески, в фазы потепления-увлажнения — поднимался и формировались озерные галечники. В целом выделяется не менее трех фаз похолодания и иссушения, разделенных двумя фазами потепления и увлажнения.

Второй межледниковый горизонт (таламушский, сопоставляется с каргинским) представлен озерными ленточными алевритами («таламушские глины») плотинных озер в тылу морен, более молодыми аллювиальными песками (бираканскими) и песчано-галечными накоплениями III байкальской террасы. Ее высота, колеблясь от 9,5 до 21—24 м, обычно равна 12—14 м. Типичный разрез террасы включает цоколь, озерно-аллювиальную или пролювиально-аллювиальную часть разреза и мощные покровные отложения.

Аккумулятивная часть разреза представлена тремя горизонтами. Нижний формировался в ледниковое время, средний — в условиях потепления, верхний — при похолодании. Типично выраженный нижний горизонт (губа Туркукит, где терраса примыкает к морене) представлен глыбово-галечными отложениями. Глыбы — перлювий морены, промежутки между ними заполнены хорошо окатанными озерными гальками.

Средний горизонт чаще всего сложен озерными песчано-галечными отложениями, местами замещающимися светло-серыми аллю-

виальными песками и галечниками. В ряде разрезов они охарактеризованы лесными «теплыми» палинокомплексами.

В верхней части разреза террасы лежат бурые песчано-галечные отложения озерного и аллювиально-пролювиального генезиса, фациально замещающие друг друга. В них часто наблюдаются мелкие криогенные деформации. Повсеместно на поверхности III террасы развиты мощные покровные суглинки или делювиально-коллювиальные щебнисто-глибовые отложения с криогенными деформациями. На мысе Курла покровные отложения, согласно данным А. М. Сизикова и П. Е. Шмыгуна, датированы по C^{14} — $14\,150 \pm 960$ (СОАН-1398) и $13\,160 \pm 960$ (СОАН-1396 к). Таким образом, формирование III террасы охватывает довольно большой стратиграфический интервал, в целом отвечающий вьюрму (без наиболее молодых слоев).

Второй ледниковый (рельский) горизонт представлен отложениями II байкальской террасы и ледниковыми образованиями карового и горно-долинного оледенения. Конечные морены последнего на западном побережье Северного Байкала выходили на прибрежную равнину. Вторая терраса почти повсеместно хорошо выражена на восточных, юго-восточных побережьях, изредка ее реликты сохранились на западных побережьях. Высота террасы, колеблясь от 6 до 12 м, обычно равна 8 м. Имеющиеся данные говорят о незначительных и проявляющихся лишь на отдельных участках неотектонических деформациях. Наиболее характерны для разреза террасы мелкие («пуговичные») озерные галечники и пески. В их разрезе местами хорошо выражена ритмичность. Очень характерны интенсивные криогенные деформации и отсутствие покровных отложений.

Возраст II террасы — конец плейстоцена — начало голоцена. Ее поверхность перекрыта золовыми песками, радиоуглеродный возраст которых 8—9 тыс. лет (8767 ± 395 л. н. — Ri-53, датированы в Севморгео В. С. Векслером), и ископаемой почвой возрастом $10\,325 \pm 85$ л. н. (СОАН-1433).

Озерные фации нижнего голоцена представлены нижней частью разреза I (3 м) байкальской террасы, которая соответствует высокой пойме рек и хорошо прослеживается на значительном протяжении восточных и юго-восточных побережий. Местами отмечается слабо развитая нижнеголоценовая почва (C^{14} : $10\,325 \pm 85$ л. н. — СОАН-1433 и 9280 ± 40 л. н. — СОАН-1056). Терраса сложена пляжевыми песками, галечниками, лагунными глинисто-алевритовыми отложениями. Г. П. Черняевой и В. А. Федоровой в них описаны донные и эцифитные диатомеи того же видового состава, что и современные.

Наиболее полный разрез оптимума голоцена представлен в разрезе чивыркуйских торфяников, возраст которых от 7990 до 4560 л. н. (оптимум — 6580 ± 50 — СОАН-1430), голоустенской черноземовидной ископаемой почвы возрастом по C^{14} 8005 ± 210 — 7810 ± 90 (СОАН-1597, 1597А) и более молодых ископаемых почв. К этому же времени относится ряд мезо- и неолитических поселений в береговой полосе Байкала. Среднеголоценовые слои охарактеризованы палинокомплексами темнохвойной тайги.

В позднем голоцене отмечены следы похолодания, фиксированные криогенными деформациями, в том числе деформирована ископаемая почва, возраст которой по C^{14} 5180 ± 40 (СОАН-1589).

История развития котловины

Работами Н. А. Флоренсова и Н. А. Логачева показаны два основных этапа развития — ранний орогенный и собственно рифтовый поздний орогенный (необайкальский), граница между которыми близко совпадает с границей раннего и позднего плицена. Наиболее полно этапность развития рассмотрена Н. А. Логачевым (Нагорья..., 1974). Позднейшие исследования позволили внести определенные уточнения и коррективы. Согласно им, выделяются дорифтовый и рифтовый мегаэтапы (Мац, 1987). Приведем их краткую характеристику.

Дорифтовый мегаэтап включает геологические события с начала протерозоя и до конца мезозоя, подготовившие место проявления рифтогенеза.

Рифтовый мегаэтап (70—0 млн лет) охватывает конец мела и кайнозой. По литолого-формационным, тектоническим, палеогеоморфологическим критериям он разделен на предрифтовый (критдорифтовый) и рифтовый этапы.

Предрифтовый этап (маастрихт—эоцен — 70—35 млн л. н.). Главным его содержанием было денудационное выравнивание обширных территорий, которое происходило в условиях влажного жаркого субтропического климата. Сформировавшаяся в Прибайкалье поверхность выравнивания и послужила исходной поверхностью, за счет преобразования которой возник морфоструктурный комплекс рифтовой зоны.

Выравнивание сопровождалось формированием линейно-площадной каолинитовой (латерит-каолинитовой) коры выветривания и накоплением прерывистого осадочного покрова, сложившего «зрелыми» продуктами, сохраняющими преемственность состава осадочного вещества от коры выветривания. Прибайкалье представляло собой слабо приподнятое денудационное плато, круто обрывавшееся на юго-востоке высоким уступом в зоне Селенгино-Витимского разлома (Нагорья..., 1974). В рельефе плато наметились общие контуры, прообраз морфоструктур, развившихся впоследствии в рифтовый ансамбль. В пределах краевого поднятия Сибирской платформы (Олхинско-Голоустенское плато) рельеф поверхности был близок к пeneплeну. В складчатой области размах рельефа достигал первых сотен метров. Выровненная поверхность была осложнена овальными плоскими опусканиями. Образование обширных пeneплeнизированных пространств свидетельствует об изостатической уравновешенности литосферы и выравнивании не только рельефа дневной поверхности, но и рельефа поверхности Мохо.

В области будущей Байкальской рифтовой впадины сформировались понижения рельефа, занятые озерами, отдельные грабенообразные морфоструктуры и имели место первые проявления

целочной-базальтового вулканизма. Это — свидетельство геодинамической обстановки растяжения, что служит одним из аргументов выделения прерифтового этапа. В области современного Приморского хребта существовало низкое сводовое поднятие, сопровождавшееся на флангах продольными речными долинами. Фрагменты крупной транзитной продольной долины отмечены и на севере Байкальской впадины.

Особенности проявления позднемиоценового эоценового этапа в Прибайкалье были аналогичны таковым на обширной территории Центральной Азии, где этот отрезок времени характеризовался минимальными контрастами рельефа и формированием каолинитовой и латеритной кор выветривания (Николаев, 1967; Девяткин, 1981).

Осадочные комплексы прерифтового и рифтового этапа относятся к кардинально различным формациям и разделены фазой тектогенеза (тункинской) в первой половине олигоцена (27—25 млн. л.), близкой по времени савской фазе, по Г. Птицалле.

Рифтовый этап (30—0 млн. л.) разделяется на две стадии.

Протобайкальская (раннеорогенная) стадия (30—3,5 млн. л.) была временем формирования крупных не полностью компенсированных осадками рифтовых впадин, в которых возникли глубоководные бассейны — прямые предшественники Байкала. В них по крайней мере с олигоцена обитали моллюски эндемичного байкальского семейства Baicaliidae (Мартинсон, 1961; Попова, 1981), а со второй половины миоцена (в Тункинском разрезе) — холодноводный комплекс плактонных диатомей с *Aulacosira (Melosira) baicalensis*, *Cyclotella baicalensis* и др. (Черняева и др., 1985). Осадки бассейнов похожи на современные донные осадки Байкала. Активное опускание дна впадин обуславливало низкое положение базиса эрозии и развитие глубоких эрозионных врезов в прибортовых зонах. С этим связано поступление в бассейны седиментации наносов полимиктового состава и грубообломочного материала. Скорость осадконакопления оценивается в 8—12 см/тыс. лет.

Крупный бассейн сформировался в пределах Южной и Средней впадин. Он имел палеозалив в зоне Маломорского рифта. Скольнибудь крупные понижения рельефа и озерные бассейны на месте большей части современной Северной впадины существовали лишь в ее северной половине (Лут, 1964; Нагорья... 1974).

Необайкальская (собственно орогенная) стадия (3,5—0 млн. л.). В это время происходил рост Байкальского свода, углубление и разрастание рифтовых впадин, морфоскульптурное (в том числе ледниковое) моделирование рельефа. Резко возросла расчлененность рельефа, увеличился поток грубообломочного материала. В начале плейстоцена (0,7—0,8 млн. л.) быстро поднималось западное плечо рифта. Это привело к разрыву существовавшего в позднем плиоцене Ленского направления стока вод Байкала, к деформации вальвегов долин системы Праманзурки и повышению уровня Байкала, обусловленному более высоким, чем прежде, положением нового порога стока у южной оконечности Байкала (Нагорья... 1974; Кононов, Мац, 1986). Эта фаза поднятий,

названная приморской, близка по времени проявления валахской фазе, по Г. Штилле. Фаза движений (поднятий и опусканий) по бортовым сбросам, отмеченная также в конце среднего начале позднего плейстоцена (0,15—0,1 млн л.), названа тыйской. Эти фазы расчленяют необайкальскую стадию на три подстадии.

Ранняя подстадия (3,5—0,8 млн лет) характеризуется максимальной расчлененностью рельефа прибортовых зон в начале и снижением энергии рельефа во второй половине. Соответственно в этих зонах грубообломочные отложения («охристая моласса») сменялись вверху по разрезу преимущественно песчаными. На тектонически устойчивых блоках накапливались красно-буроцветные глинистые толщи. Интенсивно проявились сдвиговые движения. С ними связано формирование впадин трансформного разлома — Быстринской и возможных ее аналогов, а также впадин-сателлитов на восточных прибортовых зонах — Давшенской и других. Возможно, с этой подстадией связано вырождение ряда озерных впадин Байкальской рифтовой зоны (Тункинской, Баргузинской, Верхнеангарской) и превращение их в суходольные. Скорость формирования мощности осадочной толщи оценивается в 80 см/тыс. лет.

Средняя подстадия (0,8—0,1 млн л.) отличалась сравнительно низкой энергией рельефа, высоким уровнем вод Байкала и массовым накоплением песков.

Поздняя подстадия (0,1—0 млн л.) знаменуется значительными поднятиями и опусканиями, предельной расчлененностью рельефа, формированием максимальных глубин Байкала, который приобрел современный вид. Скорость формирования мощности осадочной толщи достигала 200 см/тыс. лет. Чрезвычайно интенсифицировалась глубинная эрозия, и врезы относительно средней подстадии составили многие сотни метров. В связи с этим интенсивно уничтожаются реликты пологосклонного рельефа, созданного в более ранние этапы кайнозоя, но тем не менее они до сих пор сохранились на значительных площадях.

Образование Байкальской впадины обусловлено рифтогенезом. Комплексными геофизическими исследованиями (Логачев, Зорин, 1984; Недра Байкала. . ., 1981) выявлены резкие изменения мощности земной коры: от минимальных значений — 34—35 км, установленных над центральной, наиболее глубоководной частью Байкала, до 40—44 км под Северным Байкалом. Эти существенно различные блоки сочленяются вблизи линии Обручевского сброса, диагонально пересекающего Байкальскую впадину.

Байкальская рифтовая зона приурочена к западной окраине обширной области с аномальной мантией, которая охватывает значительную территорию Центральной Азии, вовлеченную в кайнозойский орогенез. Непосредственно под рифтовой зоной располагается выступ аномальной мантии («рифтовая подушка»), верхняя кромка которой примыкает к подошве земной коры. Западная граница аномального слоя субвертикальна и совпадает с глубинным разломом. К юго-востоку аномальный слой простирается за границей Байкальской рифтовой зоны. Выступ аномальной мантии, имеющий в поперечном

сечении асимметричную грибовидную форму, узким вертикальным каналом соединяется с астеносферой. Мощность аномальной мантии 17 км, а ее кровля и подошва залегают соответственно на глубинах 38 и 55 км (Недра Байкала. . ., 1981). Наиболее высоко ее кровля поднята под средней частью Байкальской впадины. В рельефе дневной поверхности этой зоне соответствует Селенгинская перемычка — область минимальных высот поднятий, окружающих Байкальскую впадину.

Разрабатываются модели активного и пассивного рифтогенеза. В соответствии с первой внедрение астеносферы в виде широкого выступа вызывает изостатическое воздымание сводового поднятия. «Рост высоты этого выступа (первая стадия развития зоны), а затем и растекание его в стороны (вторая стадия) обусловили растяжение коры, ориентированное вкострест простирания поднятия» (Логачев, Зорин, 1984, с. 123). Это привело к формированию рифтовых впадин.

В модели пассивного рифтогенеза первичным является растяжение обширных областей земной поверхности, а рифты рассматриваются «. . . как линейные зоны деформации в литосфере, возникающие в поле региональных растягивающих напряжений. При этом положение отдельных зон определяется не глубинными причинами, а неоднородностью субстрата» (Казьмин, 1987, с. 187). Растяжение и утоньшение литосферы приводит к опусканиям и формированию впадин, а также вызывает «пассивное» поднятие аномальной мантии, которое приводит к позднему росту сводового поднятия. Анализ регионального историко-геологического материала по Байкальской рифтовой зоне показывает его согласованность с моделью пассивного рифтогенеза.

Анализ тектоники Южной и Юго-Восточной Азии привел к выводу об образовании структуры Байкальского региона в связи с Индо-Евразийским столкновением. Л. Н. Зоненшайн с соавторами показал, что структуры этого региона сформировались в связи с перемещениями нескольких микроплит, образовавшихся при раздроблении Евразийской плиты (Геолого-геофизические. . ., 1979).

Анализ и сопоставление кайнозойских формаций Байкальской впадины и других кайнозойских впадин южного пояса гор Сибири и Монголии показал их общее сходство и синхронность основных кайнозойских геологических событий, что заставляет думать об общих причинах. Наиболее вероятно связать их с Индо-Евразийским столкновением. Важнейшее значение в определении места проявления рифтогенеза имели структурные неоднородности литосферы, созданные в итоге процессов дорифтового этапа.

Глава 3

РЕЛЬЕФ ДНА

На дне Байкала выделяются прибрежная отмель, или шельф, глубоководный склон и ложе (рис. 54).

Прибрежная отмель формируется под воздействием абразии и аккумуляции. Абразионный тип отмели развит преимуще-

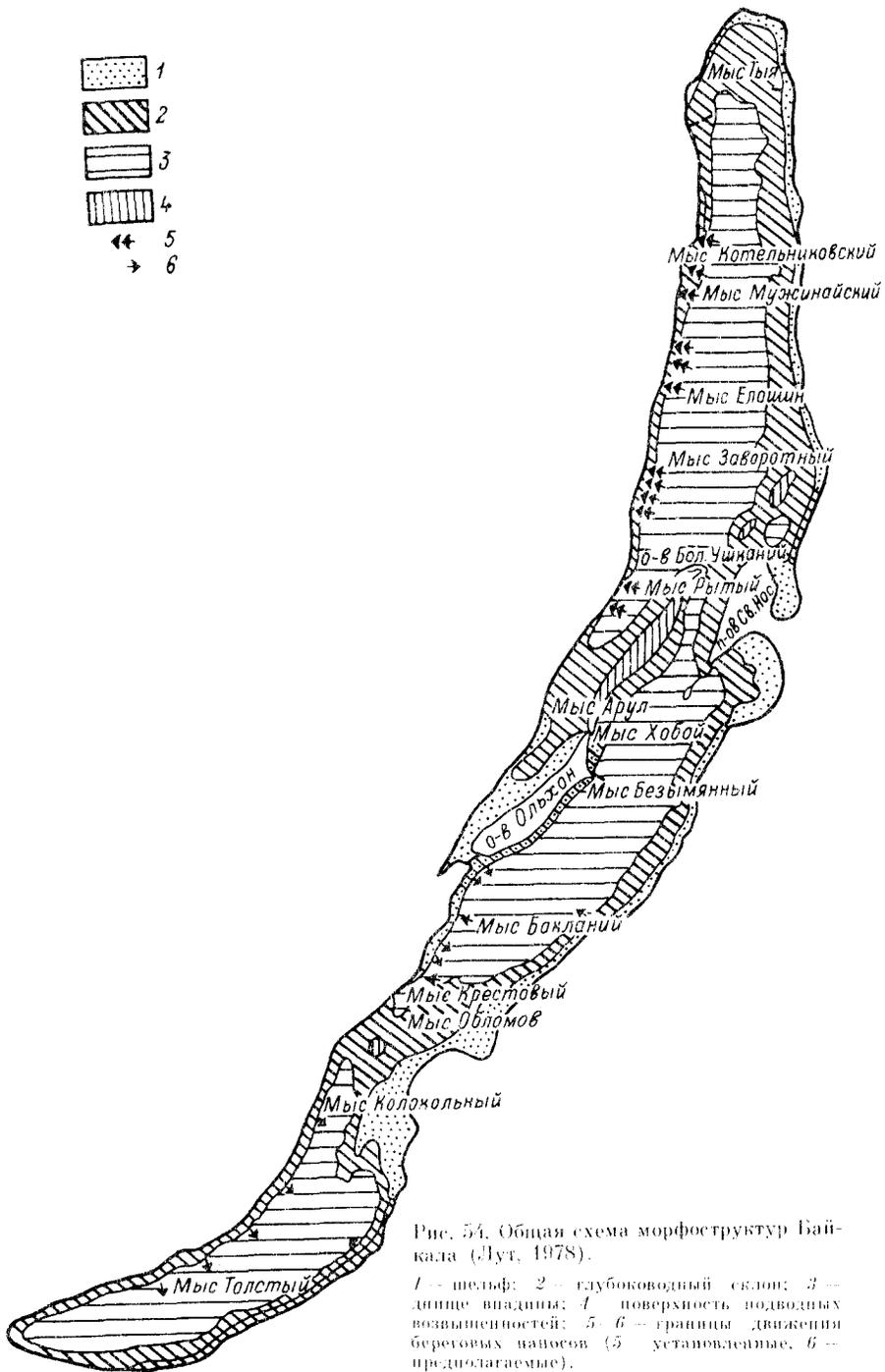


Рис. 54. Общая схема морфоструктур Байкала (Лут, 1978).

1 — шельф; 2 — глубоководный склон; 3 — дно впадины; 4 — поверхность подводных возвышенностей; 5, 6 — границы движения береговых навозов (5 — установленные, 6 — предполагаемые).

ственно у высоких берегов, сложенных кристаллическими породами, уходящими непосредственно под уровень воды, а также там, где в береговой зоне скапливается незначительное количество продювиально-делювиального материала, образующего наклонную предгорную равнину. Абразионный шельф окаймляет около 70 % берегов Байкала.

Типичное абразионное мелководье наблюдается вдоль большей части западного берега, особенно на участке от Култук до пролива Ольхонские Ворота, а также вдоль восточных берегов о-ва Ольхон. Берега здесь крутые, местами даже обрывистые. Большие глубины наблюдаются недалеко от берега, что обуславливает небольшую ширину шельфа. Докембрийские кристаллические породы (сланцы, гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические известняки) весьма устойчивы к разрушению волновыми процессами. К тому же энергия волнения у западного берега недостаточно высокая, так как преобладают западные ветры. Выдающиеся в озеро мысы при продольных ветрах подвергаются значительному воздействию волн. Мысы Толстый, Половинный, Колокольный окаймляет широкая мелководная платформа. Незначительно выдвинутые в озеро мысы Ангинский, Улан-Нур, Орсо, Ижмеей имеют очень узкую платформу. Узкая абразионная платформа характерна также для отдельных участков восточного берега. Она наблюдается между мысами Толстый и Бакланий в Среднем Байкале и местами также на западных берегах п-ва Святой Нос, на Черемшанском берегу (севернее Чивыркуйского залива) и в других местах.

Абразионно-аккумулятивный тип платформы развит главным образом вдоль низких восточных берегов Байкала, сложенных в основном песчано-галечно-валунными отложениями озерно-речного, водно-ледникового и ледникового происхождения. Подобные берега занимают около 15 % всего побережья Байкала и распространены в междуречьях Утулик—Салазп и Хара-Мурип—Снежная и далее на северо-востоке до с. Поворот. В Среднем Байкале это участки в районе губ Малая, Сухая, Таланка, Безымянная. Такими же берегами представлены участки северо-восточного побережья Байкала от р. Сосновки до губы Дагарской. Глубина на границе шельфа и глубоководного склона составляет, как правило, 20 м (Лут, 1964).

При выработке профиля равновесия в третичных породах, состоящих из переслаивающихся пластов различной прочности (глины, угли, мергели), происходит избирательная абразия и более прочные породы образуют на дне уступы, стенки, отдельные выступы, а мягкие — различные углубления. Конфигурация и ориентировка этих форм определяются структурными особенностями третичной толщи. Особенно сложным становится рельеф дна там, где третичные отложения сильно дислоцированы. На участках побережья, подвергавшихся оледенению, широко распространены банки и мели, образованные валунами, вымытыми из морены. Иногда над поверхностью воды выступают отдельно лежащие крупные валуны.

Аккумулятивный шельф распространен на всех участках, лежащих против устьев больших и малых рек. Аккумулятивным можно считать также шельф, примыкающий к некоторым мысам на северо-

западном берегу. Основное направление движения прибрежного потока наносов около мысов Большой и Малый Солонцовые ориентировано с юго-запада на северо-восток. Достигая оконечности мысов, поток попадает в зону так называемой волновой тени, где происходит аккумуляция части влекомого материала. Аналогичный генезис имеют мелководья, развитые у северо-восточных берегов Байкала около Кедровых мысов. Далеко выдвинувшийся в озеро конус выноса речки Заворотной блокирует от воздействия волнения участок берега на протяжении 10—15 км при юго-западных ветрах.

Процесс формирования прибрежной отмели Байкала активно продолжается в настоящее время. Особенно он активизировался в связи с изменением уровня Байкала после завершения строительства Иркутской ГЭС.

Рельеф глубоководных склонов. Западный борт Байкальской впадины расположен в зоне громадного сброса, и средние уклоны глубоководного склона очень велики — до 30—35°. Местами крутизна подводного склона еще большая: в Южном Байкале в районе мыса Колокольного она достигает 60—65° и на расстоянии 800—900 м от берега глубины превышают 1300 м. Несколько более пологий, но все же достаточно крутой склон продолжается и дальше на северо-восток, до пролива Ольхонские Ворота, и вдоль восточного берега о-ва Ольхон. Крутизна ольхонского подводного склона — около 45°.

На северо-западных берегах Байкала (севернее мыса Рытого) наряду с береговыми откосами, сложенными коренными породами, на значительном протяжении вдоль берега тянется предгорная равнина, образовавшаяся в результате слияния конусов выносов и постоянных и временных водотоков, расчленивших высокий и крутой восточный склон Байкальского хребта. Глубоководный склон здесь имеет очень слабое расчленение, так как вследствие отсыпки рыхлого материала полностью сnivelированы все неровности коренного дна. Однако в нижней части склона, в районе мысов Солонцовых, Заворотного и некоторых других, в профилях дна вырисовываются характерные бугристые очертания — признак широкого развития оползней и оплывин. В местах, где насышной плащ на подводном склоне отсутствует и склон сложен коренными породами (район речки Ледяной, мысов Хибелен, Красный Яр и др.), он значительно расчленен рывтинами и бороздами, следующими от прибрежного мелководья до глубин 100 м и более. Эти формы придали склону своеобразные очертания, напоминающие гофрированную поверхность.

На крайнем северо-западе Байкальской впадины между мысом Лударь и Нижнеангарском глубоководный склон некрутой и относительно плавно переходит в днище впадины. Поверхность склона расчленена подводными долинами, которые проникают глубоко, даже в аванделы рек Слюдянки и Тьи, и вершины их отстоят от берега на несколько десятков метров. Особенно сильно расчленена авандельта р. Тьи, внешний край которой приобрел характерное бахромчатое очертание.

На восточном склоне Байкальской впадины имеются формы рельефа как явно тектонического происхождения (эндогенные), так и созданные экзогенными процессами. К эндогенным следует относить продольные уступы на подводном склоне, обнаруженные между речками Снежной и Выдриной и к юго-западу от речки Безымянной, а также ряд более мелких уступов, большинство из которых расположено в верхней части склона. Ориентированы они большей частью параллельно берегу.

Экзогенными формами рельефа являются подводные дельты рек Безымянной, Утулика, Хара-Мурина, Мишихи и др., а также многочисленные оползневые формы, широко развитые по всему подводному склону. Характерные оползневые (бугристые) формы рельефа обнаружены даже в местах минимальных уклонов дна (около 2°), в зоне перехода от склона к днищу. К этому же типу рельефа, по нашему мнению, должны быть отнесены также серии гряд в районе губы Мамай на глубинах 300—500 м. Гряды имеют северо-восточную ориентировку и относительную высоту около 100 м.

Глубоководный склон расчленен подводными долинами (каньонами), которые распространены весьма широко, особенно на восточном склоне озера. Каньоны в некоторых случаях продолжают наземные долины. Однако очень часто они генетически не связаны с ними. Случается и так, что небольшие наземные долины имеют мощное подводное продолжение.

Своеобразен участок дна Байкала, примыкающий к обширной дельте р. Селенги, общей протяженностью более 60 км. Дельта занимает понижение между хребтами Хамар-Дабаном и Морским и вклинивается в пределы озера более чем на 20 км. Не менее чем 10 км дельта продолжается под водой. Как бы из-под осадков дельты с южной и северной сторон выходят две грядообразные возвышенности с относительной высотой до 1000 м. Протяженность каждой из гряд достигает 30—35 км. Их простираение совпадает с общей ориентировкой Байкальской впадины в этом районе. Гряды, по-видимому, являются отрогами одной возвышенности, засыпанной в центральной части выдвинувшейся дельтой Селенги (Лут, 1964). Вдоль восточной стороны предполагаемой возвышенности через всю подводную часть селенгинской дельты отмечена непрерывная цепь понижений, большинство которых имеет резко асимметричный поперечный профиль, указывающий на сбросовое происхождение этих форм. Высота сбросового уступа в некоторых случаях достигает 100 м, а расположение его совпадает с общим надением восточного склона возвышенности и в какой-то мере отражает развитие вдоль него разрывных дислокаций. Общая протяженность возвышенности достигает 100 км.

Между северным отрогом возвышенности и дельтой Селенги (в районе протоки Северной) имеется впадина глубиной до 600 м, получившая название «пучина». К востоку от нее располагается один из крупнейших заливов на Байкале — Провал, площадью около 200 км², образовавшийся при сильном землетрясении в начале 1862 г. Район дельты Селенги подвержен частым землетрясениям, при кото-

рых происходят значительные изменения рельефа дна Байкала. Существенные изменения произошли при землетрясении силой до 9 баллов в августе 1959 г. Эпицентр его располагался под дном Байкала к северу от залива Провал в 10–18 км от береговой линии (Солоненко, Тресков, 1960).

В 1958 г. Байкальской лимнологической станцией в районе зал. Провал была произведена съемка рельефа дна методом эхолотирования. Сравнение этих данных с повторными промерами в районе эпицентра землетрясения показало, что в нижней части склона (примерно с его середины) произошел большой оползень, захвативший довольно значительный участок склона (до 40 км). Мощность сползшего слоя составляет около 30 м. Глубины Байкала за пределами подводного склона увеличились на 10–15 м.

Современная чаша Байкала состоит из трех обособленных котловин — Южной, Средней и Северной, разделенных перемычками. Одна из них с минимальной глубиной 360 м находится против дельты р. Селенги. Средняя и Северная котловины разделены Академическим хребтом, который пересекает озерную впадину по диагонали от о-ва Ольхон до архипелага Ушканьи острова и далее к восточному берегу по направлению к устьям рек Туркулика и Сосновки. Район наибольших глубин Байкала (более 1600 м) расположен в Средней котловине между мысами Ижимей и Хара-Хушун — в 8–12 км от Ольхонского берега, т. е. вблизи западного (сбросового) берега. В пределах ложа Байкала его дно довольно ровное.

Перемычка против дельты Селенги многими авторами рассматривается как результат аккумуляции речных наносов реки. Однако имеется и иная точка зрения, согласно которой Селенгинская перемычка обязана своим происхождением деформации коренного дна впадины (Лут, 1964, 1978). Анализ последних данных позволяет сделать вывод, что Селенгинская перемычка представляет крыло погребенной сбросовой ступени в коренных породах дна.

Академический хребт на всем протяжении имеет средние глубины 300–350 м, минимальную — 260 м. В одном месте хребт-перемычка выступает над поверхностью озера в виде Ушканьих островов. Западный склон Академического хребта, обращенный к Северной котловине, пологий, без видимых резких нарушений поверхности, восточный же склон имеет довольно сложное строение за счет развития разрывных дислокаций. Кристаллический фундамент разорван вблизи Ушканьих островов, в результате чего склон приобрел здесь крутизну, достигающую 35–40°. Сбросовым является склон подводной перемычки и около о-ва Ольхон.

Глава 4

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Изучение осадочных образований в Байкале по 10–12-метровым колонкам позволяет выявить многие позднекайнозойской истории озера. Современный слой донных отложений изучен достаточно полно (рис. 55). Выделяются поля песков с грубообло-

Рис. 55. Распределение современных донных отложений Байкала (Голдырев, 1982).

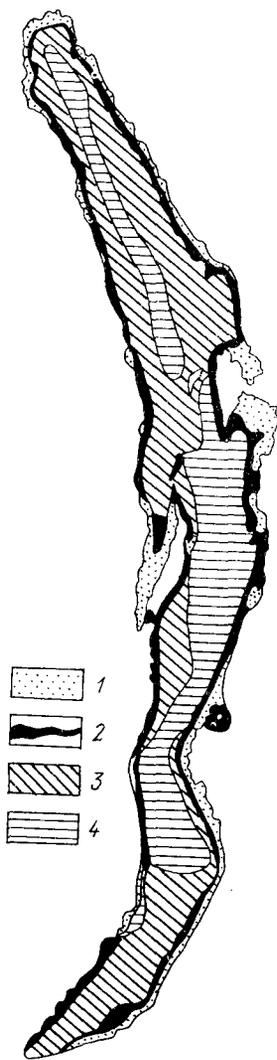
1 — песчаные отложения; 2 — крупноалевритовые илы или другие пятнисто-расчлененные осадки; 3 — мелкоалевритовые илы; 4 — глинистые илы.

мочной примесью в прибрежных участках, крупноалевритовых илов, мелкоалевритовых илов и пелитовых илов.

Грубообломочные отложения в прибрежной мелководной зоне Южной котловины часто перемежаются с песками (Князева, 1954); в Малом Море в этой зоне они распространены повсеместно (Патрикеева, 1959), а в Среднем и Северном Байкале — как примесь среди песка, лишь у мысов образуя большие скопления. У восточного побережья ширина полос галечника кое-где достигает 6–8 км, у западного — не более 2–3 км. Лучшая окатанность обломков на юго-восточном более пологом склоне. Грубый материал поступает в прибрежную зону с окружающих горных сооружений в виде аллювия или непосредственно со скалистых берегов. По петрографическому составу обломки представлены различными метаморфическими и магматическими породами окружающей суши (Голдырев, Выхристюк, 1968).

Зона песков в южной котловине по юго-восточному склону достигает ширины 5 км и опускается часто до глубин 1200 м. В районе авандельты р. Селенги ширина песчаной полосы от 0,6 до 6 км, в заливах Посольском и Провале — 0,3–1,5 км; широкое пятно песков находится в 8–8,5 км от устья р. Харауза на глубинах 30–40 м, оно отделено от основной песчаной полосы полем алевритовых илов. В Среднем и Северном Байкале песчаные отложения занимают прибрежные полосы шириной от 0,2 до 8 км. В Баргузинском заливе пески распространены на 15–18 км от берега преимущественно до глубин 100–150 м, а у некоторых мысов — до 230–250 м (мыс Крестовский) и даже до 1200 м (мыс Ижмей) (Голдырев, Выхристюк, 1968).

Крупноалевритовые илы занимают в основном склоны котловины. Почти сплошная полоса, прерывающаяся на крутых склонах либо за отсутствием отложений, либо занесением сверху более грубым материалом, распространена по всей котловине. Сортированность крупноалевритовых илов плохая: они содержат значительную примесь песчаного и тонкоалевритового материала. Механи-



ческая обработка зерен этих илов также плохая, преобладают угловатые обломки (Князева, 1954). На авандельте Селенги крупноалевритовые илы распространены узкой полосой шириной 0,3—0,7 км в северо-восточной части и шириной 3 км в юго-западной на глубинах от 20 до 50 м. Содержится значительная примесь более крупных и более мелких размеров частиц, о чем свидетельствует коэффициент сортировки (3,58). Минеральный состав аналогичен составу песков (Голдырев и др., 1971). Крупные алевриты Среднего и Северного Байкала образуют полосу шириной 0,3—1,5 км, примыкающую к пескам. В Баргузинском заливе ширина этой полосы достигает 6 км. Глубины распространения крупных алевритов составляют от 50 до 1200 м (Голдырев, Выхристюк, 1968).

Мелкоалевритовые илы распространены наиболее широко (рис. 56, см. вкладку). В Южной котловине они занимают всю южную ее половину. В их составе более 50 % мелкоалевритовой фракции и обычно примесь более крупного алеврита и пелитового размера частиц. В составе мелкоалевритовой фракции значительная доля диатомового ила. В северной котловине мелкоалевритовые илы занимают значительно больше двух третей глубоководной части, а в средней — не более одной четверти. Глубины их распространения от 25 до 1550 м. Минеральный состав полимиктовый (Голдырев, Выхристюк, 1968).

Распространение пелитовых илов определяется наличием крупных притоков и гидродинамическим режимом. Отложения этого типа занимают огромную площадь средней и северную часть южной котловины против устьев рек Селенги, Турки и Баргузина. В северной котловине их распространение ограничено узкой полосой вдоль центральной части котловины и лишь там, где впадают Верхняя Ангара и Кичера, эта полоса несколько расширяется. Пелитовые илы обычно сложены терригенным материалом и остатками диатомовых водорослей. Пелитовая фракция составляет более двух третей и лишь одна треть представлена преимущественно мелкоалевритовой размерностью.

Диатомовые илы широко распространены среди отложений Байкала, занимая центральные части озера на минимальной глубине в основном 300—500 м у юго-восточного и 700—1400 м — у северо-западного берега. Они состоят наполовину из остатков диатомовых водорослей и наполовину из терригенного пелитового и мелкоалевритового ила. В диатомовых илах Северного Байкала было установлено 224 вида диатомей (Черняева, 1970; Федорова, 1975).

Минеральный состав современных отложений Байкала изучался довольно подробно. В Южной котловине выделено четыре минералогические провинции. Одна из них примыкает к северо-западному, другая к юго-восточному борту котловины, третья — к авандельте р. Селенги, четвертая находится в средней части Южной котловины (Князева, 1954). Терригенно-минералогическая провинция зал. Провал обладает минеральным комплексом, обусловленным припосом веществ р. Селенгой (Казенкина, 1960). В пределах акватории, примыкающей к побережью между дельтой р. Селенги и Баргу-

зинским заливом, выделен ряд терригенно-минералогических провинций: энидотовая, сфеновая, гранатовая, ильменитовая (Кирасирова, Туговик, 1970).

Наиболее широко распространены породообразующие минералы. Некоторые акцессорные минералы иногда достигают значительных концентраций и переходят в разряд породообразующих, например магнетит и ильменит в условиях естественного шлихования в Курбуликском заливе и в Малом Море. Сложность минералого-петрографического состава осадков озера находится в полном соответствии со сложностью питающей провинции. В распределении, сортированности, механической обработанности обломочного материала существенная роль принадлежит также динамике вод озера. Роль породообразующих в осадках Байкала выполняют те же минералы, что и в породах питающей провинции.

Железо, марганец, фосфор, органическое вещество и аутигенный кремнезем в поверхностных отложениях распределяются неравномерно в силу сложностей условий седиментации и поступления в водоем. С увеличением количества пелитовой фракции их содержание повышается. Так, содержание железа от 3 % в песках и более крупных фракциях возрастает до 7 % в пелитовых илах. Фосфора в песках 0.05 %, в пелитовых илах — 0.40 %, марганца в крупнозернистых отложениях — 0.05 %, в пелитовых илах — 0.5 %. Несколько более сложный характер носит распределение в водоеме аутигенного кремнезема, основным источником которого являются остатки диатомовых водорослей и спикулы губок. Подобно железу, фосфору и марганцу содержание кремнезема также увеличивается в тонкозернистых отложениях. Вместе с тем отмечается увеличение содержания кремнезема вблизи рек Селенги, Мантурихи и др. В Малом Море наибольшее содержание его приурочено к тонкозернистым илам (максимум 56.2 %) (Патрикеева, 1959). Самое высокое содержание аутигенного кремнезема отмечено в диатомовых илах Среднего Байкала (60 %), где они концентрируются в пределах поля пелитовых и мелкоалевритовых илов (Голдырев, Выхристюк, 1968).

Неравномерность распределения органического вещества в донных осадках связана с различиями в биологической продуктивности и разной степенью минерализации $C_{орг}$ до его захоронения в отложениях. Наиболее низкой продуктивностью характеризуется Северный Байкал, в осадках которого содержится 0.5—1.5 % $C_{орг}$. В осадках Южной и Средней котловины 1.5—2.5 % $C_{орг}$. Изменения содержания органического азота в поверхностном слое осадков выражены менее отчетливо (Выхристюк, 1980).

Байкал, представляя собой единую цельную область озерной седиментации в условиях влажного и резко континентального умеренно холодного климата, характеризуется наличием сугубо специфических по совокупности условий фациальных участков: это центральные глубоководные части котловины, северо-западный и юго-восточный склоны котловины, заливы Курбуликский, Баргузинский, Првал, Посольский, Фролиха, Ая, Лиственничный, авандельты

крупных притоков, возвышенные участки рельефа (Академический хребет, Посольская и Мурипская банки) и пролив Малое Море. Каждый из этих участков характеризуется значительным своеобразием в условиях седиментации.

Исходя из всего фактического материала и комплекса всех условий осадкообразования и сугубо специфических обстановок следует выделить определенные генетические типы донных отложений. Пелитовые и мелкоалевритовые илы центральных глубоководных равнин занимают большую часть дна. Обычно они однородны по составу и текстурам, иногда с тонкими прослоями песка или с примесью диатомового ила. Характеристики этих илов выдерживаются на значительных расстояниях. Совершенно иной генетический тип отложений формируют суспензионные потоки, выносящие порции седиментационного материала, из которых формируются небольшой мощности прослой (единицы — первые десятки сантиметров) с характерной для них градационной текстурой (турбидиты). Они встречаются даже в центральных частях котловины. Другой тип отложений — это отложения подножий склонов, особенно широко распространенные в юго-восточной части котловины. В самых верхних частях склонов в юго-восточной части котловины на пологих участках формируются крупнообломочные и песчаные отложения мелководной зоны. К этой же зоне следует отнести бухты и заливы. Очень хорошо выражен такой генетический тип, как осадки дельты, особенно широко развитые в пределах авандельты Селенги. И, наконец, осадки, формирующиеся на значительных по площади мелководных участках в Курбуликском заливе и в Малом Море. Для них характерен смешанный гранулометрический состав — от гравия до пелитовых илов (Голдырев, 1982).

При изучении колонок донных отложений длиной 10–12 м обнаружены значительные различия между верхними и нижними частями колонок. Верхняя часть разрезов, соответствующая условиям осадкообразования в современном Байкале, была отнесена к байкальским образованиям, а совершенно иная по составу и строению нижняя часть — к прабайкальским (рис. 57).

Прибайкальские осадочные образования широко распространены в котловине Байкала. Они представлены разновозрастными и разного генезиса отложениями. Среди них широким распространением пользуются глины, аналогичные отложениям танхойской свиты юго-восточного побережья Байкала. Они плотные, темно-серые или голубовато-серые, часто с примесью песка или с маломощными его прослоями, иногда хорошо выражены расслаиванные и комковатые текстуры, что характерно для глин, распространенных на юго-восточном берегу озера. Такие отложения прослеживаются по юго-восточному склону в Южной и Средней котловинах Байкала. В танхойском комплексе по юго-восточному склону Южной котловины наряду с глинами широко распространены также алевриты с примесью песка, иногда отмечаются тонкие прослой углистых сланцев. Если пелитовая часть современного слоя донных отложений представлена гидрослюдами, реже монтмориллонитом или их смесью,

Рис. 57. Прабайкальские отложения в котловине Байкала (Голдырев, 1982).

1 - песок; 2 - глины (2 - с примесью обломочного материала; 3 - в переслаивании с песками; 4 - в переслаивании с верхнеплиоценовыми диатомитами); 5 - выходы коры востривания.

То прабайкальские отложения включают полиминеральный комплекс глинистых минералов: каолинит, гидрослюда, монтмориллонит.

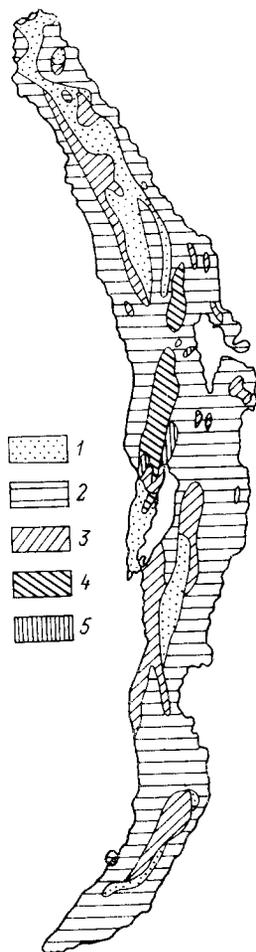
В разрезе отложений танхойского комплекса было выделено три спорово-пыльцевых комплекса, указывающих на то, что его нижняя часть образовалась в раннем миоцене, а верхняя — в позднем миоцене и раннем плиоцене (Мазиллов и др., 1972). Танхойские отложения образовались в мелководном водоеме, в котором широкое развитие имели озерно-болотные фации при подчиненном значении аллювиальных: климат был теплым и умеренно влажным (Пальшин, 1955). Прабайкальские отложения юго-восточного склона Южной и Средней котловин аналогичны образованиям танхойского комплекса как по возрасту, так и по условиям образования (Голдырев, 1982).

Другая разновидность прабайкальских осадочных образований, широко распространенная в районе Академического хребта, представлена переслаивающимися плотными голубовато-серыми глинами и диатомитами (Федорова, 1975). В них резко преобладает верхнеплиоценовая диатомея.

К прабайкальским отложениям относятся также широко распространенные очень плотные глины со значительной примесью обломочного компонента. Эти глины образовались позже глин, переслаивающихся с верхнеплиоценовыми диатомитами. Плотные глины аналогичны другим глинам из прабайкальской части колонок. С перекрывающимися байкальскими отложениями их разделяет четкая граница, нередко являющаяся поверхностью размыва.

Толща переслаивания глин и песков распространена во всех трех частях котловины и аналогична отложениям верхнего миоцена — нижнего плиоцена юго-восточного побережья Байкала.

Завершают прабайкальскую часть разреза пески мощностью более 10—12 м. В Северной котловине ширина полосы песков — от 5—10 км на севере котловины до 20 км в средней и южной частях ее (Голдырев, 1982). Полоса песков в Средней котловине шириной 5—10 км протянулась от Ольхона до авандельты Селенги. В южной котловине песков относительно мало.



Необходимо отметить довольно сильную уплотненность песчаных отложений. Данные по гранулометрии прабайкальских песчаных отложений свидетельствуют о совершенно иных условиях их формирования по сравнению с современными. Петрографический и минеральный состав песчаной толщи весьма разнообразен: в ней встречаются более 20 наименований горных пород магматического и метаморфического комплексов (в составе гравия и гальки) и 46 минералов. В песчаной толще выделяется три горизонта. Нижний представлен грубообломочными отложениями, выше залегает горизонт мелкозернистых песков, сложенный полимиктовыми однородными по гранулометрическому составу и однообразными по текстуре, обычно неслоистыми по всему разрезу мелкозернистыми песками; третий горизонт, как и нижний, — грубозернистыми песками. Судя по его структурно-текстурным особенностям, накопление осадков происходило в мелководных условиях. Пески, составляющие значительную часть прабайкальской толщи, завершают ее разрез.

Необходимо отметить также наличие элювиальных продуктов коры выветривания в ряде мест на дне котловины. Наиболее широко они распространены в районе северных ворот Малого моря и северного подводного склона о-ва Ольхон (Академический хребет). Отдельные выходы зафиксированы в районе между Ушканьими островами и п-вом Святой Нос, у мысов Заворотного, Солонцового, в губе Кулинда. Коры выветривания состоят из элювия кристаллических пород с частым сохранением структурных признаков коренной породы в нижних горизонтах элювия. Среди кор выветривания широко распространены песчано-глинистые их разновидности мощностью более 10 м, имеющие бурую ржавую окраску (Голдырев, 1982).

Байкальская часть осадочной толщи в котловине Байкала, перекрывающая отложения прабайкальской части толщи, наиболее широко распространена в глубоководной части котловины. Это толща целитовых илов, достаточно широко распространенная особенно в Средней котловине, и мелкоалевритовых илов. Эти две разновидности глубоководных отложений Байкала занимают почти всю котловину. Мощности их разрезов различные, и наиболее полные — в центральных частях котловины. Необходимо отметить существенную долю турбидитов, распространенных во всех частях котловины и отображающих специфичность условий седиментации глубоководного Байкала, находящегося в сейсмически активном регионе.

Байкальская часть разреза отложений существенно отличается от прабайкальской. Отмечается полная согласованность байкальской части с фациальной обстановкой и конкретными условиями седиментации современного Байкала. Незначительные изменения состава отложений свидетельствуют о том, что существенных изменений в условиях седиментации в период формирования байкальской части разреза в глубоководном Байкале не было.

Современное осадкообразование в Байкале характеризуется постоуплением терригенного материала и обильным образованием аутигенного компонента — диатомовых водорослей. Эти две состав-

ляющие и формируют отложения глубоководного Байкала, образуя также и сугубо специфический тип отложений — турбидиты как продукт широкого распространения суспензионных потоков.

Глава 5

ИСТОРИЯ ОЗЕРА ПО БИОГЕОГРАФИЧЕСКИМ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Значение фауны и флоры Байкала для изучения истории озера

В течение многих десятилетий проблема происхождения фауны и флоры Байкала вызывала огромный интерес у ученых различного профиля. Можно без преувеличения сказать, что ни для одного другого озера не было выдвинуто столько гипотез о происхождении и истории его органического мира и не велось столько горячих споров, связанных с этим вопросом. Среди выдвинутых наиболее популярными были гипотезы Г. Ю. Верещагина (1940, 1947) и Л. С. Берга (1934). Л. С. Берг полностью отрицал влияние моря на формирование байкальской фауны, считая, что ее предки происходили из третичных озер Азии, где были широко распространены. Г. Ю. Верещагин, наоборот, отстаивал морское происхождение байкальских животных и растений. Он, конечно, хорошо понимал, что морские воды в район Байкала не проникали после раннего палеозоя, но высказывал предположение о влиянии на формирование предков байкальских водных организмов мезозойских морских трансгрессий в районы Восточного Забайкалья и севера Сибирской платформы. Считалось общепризнанным, что предки современных обитателей Байкала пришли в этот уникальный водоем откуда-то извне. Решение данной проблемы зависело главным образом от планомерных палеонтологических и палеогеографических исследований. За последнее время такие работы проводились и были получены интересные результаты.

Существуют очень древние пресноводные организмы, широко распространенные в озерах почти всех частей света, отнесенные к палеолимническому комплексу; известны менее древние обитатели озер, существовавшие на более ограниченных территориях и в более поздние эпохи, называемые мезолимническими. Наконец, встречаются молодые иммигранты, проникшие в озеро сравнительно недавно, относящиеся к неолимническому комплексу. В Байкале обитает большое количество эндемичных форм, возникших в самом озере (Мартинсон, 1967).

Наиболее древний, палеолимнический комплекс, возник в континентальных бассейнах позднего палеозоя, триаса и юры. За период своего длительного существования эта фауна имела возможность, в результате перемещения литосферных плит и неоднократных соединений древних континентов, распространиться по водоемам почти всего Земного шара и приспособиться к разнообразным условиям обитания. В Байкале этот комплекс представлен так называ-

ваемым сибирским элементом, обитающим в настоящее время не в открытых водах озера, а в заливах, бухтах и речных дельтах.

Мезолимнический комплекс фауны возник в континентальных бассейнах Азии в течение мела и палеогена. Об этом свидетельствуют находки раковин брюхоногих моллюсков из семейства *Baicaliidae* в альбских отложениях Долины озер в Монголии. В осадочных толщах аналогичного возраста Нилгинской впадины Монголии и в позднемеловых отложениях Южной Гоби (маастрихт) были также найдены раковины моллюсков рода *Benedictia*, отнесенных ныне к эндемикам Байкала. Моллюски и губки, а, вероятно, и многие другие беспозвоночные (не сохранившиеся в ископаемом виде) продолжали обитать в древних озерах, не теряя свою биологическую и экологическую специфику.

В палеоген-неогеновое время представители мезолимнической фауны уже обитали в озерах Прибайкалья. Раковины байкальских моллюсков и спикеры губок были найдены в отложениях древних кайнозойских террас Южного Байкала. Вместе с ними встречены раковины тенлолюбивых моллюсков, обитающих ныне в юго-восточной Азии, и пыльца субтропических родов растений, которые в дальнейшем погибли в результате похолодания. Некоторые более выносливые организмы мезолимнического комплекса приспособились к пониженным температурам и сохранились в Байкале до настоящего времени.

Неолимнический комплекс фауны проник в Байкал сравнительно недавно, в четвертичное время. К нему относятся такие активные иммигранты, как перга и омуль, которые, вероятно, проникли по речным системам из северных морей.

Основные корни байкальской эндемичной фауны и флоры ведут к мел-палеогеновым внутренним бассейнам Центральной Азии. Эти древние водоемы отличались прежде всего длительностью существования и значительной гидрологической стабильностью, что способствовало видообразованию пресноводных организмов. В течение десятков миллионов лет здесь формировалась целая серия крупных внутренних бассейнов, которые, вероятно, являлись центром развития пресноводной фауны и флоры на Азиатском материке. История этих бассейнов значительно отличалась от истории более позднего Понто-Каспийского бассейна, в котором морские условия неоднократно сменялись периодами сильного опреснения.

Из азиатского центра формирования пресноводная фауна постепенно расселялась как на север и северо-восток, так и на юго-запад. Возможно, что некоторые представители этой фауны проникли в кайнозойское время и в район Понто-Каспия в периоды его опреснения. Такая широкая миграция лимнобионтов, по-видимому, и объясняет генетическое родство некоторых байкальских и каспийских животных, установленное Д. Н. Талиевым (1940) методом иммунной реакции преципитации и А. Я. Базикаловой (1940) по амфиподам, губкам и бычковым рыбам. Совершенно очевидно, что никакой непосредственной связи между Байкалом и Каспием никогда не существовало, но общие корни у этих животных вели к древним

бассейнам в Центральной Азии. Сеть озерно-речных систем Монголии и Китая служила транзитными путями для миграции южных и южно-восточных форм на север и северо-запад. Однако, судя по находкам ископаемых моллюсков, предки байкальской фауны заполняли лишь определенные биологические ниши, встречаясь среди широко распространенных теплолюбивых форм в весьма ограниченном количестве.

Существование палеоген-неогеновых озерных систем, о которых говорил Л. С. Берг, в настоящее время не вызывает сомнения, о них свидетельствуют многочисленные озерно-континентальные отложения, с остатками субтропической фауны и флоры на Азиатском материке. Недавние находки целого комплекса пресноводных моллюсков в эоцен-олигоценовых отложениях в районе устья р. Лены (Мартинсон и др., 1986), генетически близких к фауне танхойской свиты Прибайкалья, указывают на проникновение теплолюбивых форм в северные широты и на непосредственную связь между озерными системами Восточной Азии в палеогеновое время.

Эндемизм байкальской фауны и флоры объясняется прежде всего сохранением в этом глубоководном бассейне своеобразных реликтов прошлого, вымерших в других районах Азии, и дальнейшим интенсивным видообразованием, происходившим в Байкале в условиях изоляции.

История озера по данным о фауне моллюсков и других беспозвоночных

В кайнозойских осадочных образованиях Байкальской впадины и сопредельных территорий раковины моллюсков были встречены в подавляющем большинстве стратиграфических подразделений, но степень соответствия их исходным малакофаунам, а также экологическая принадлежность моллюсков в тех или иных толщах очень различна. В зависимости от этого меняется, естественно, и степень достоверности информации, и характер полученных на основе анализа малакофаун данных. Спикулы губок встречены лишь в некоторых свитах, но сведения, полученные на основе их изучения, имеют принципиальное значение при обсуждении проблемы эндемизма байкальской фауны. Находки остракод в отложениях Байкальской впадины единичны.

Многие вопросы истории Байкала решаются на основе изучения современной малакофауны, позволяющей судить о длительности существования отдельных групп моллюсков, характере видообразования, причинах эволюционных преобразований в группах и биогеографической дифференциации.

Сведения о малакофаунах кайнозоя Байкальской впадины, а также соседних впадин Байкальской рифтовой зоны и Предбайкальского прогиба дополнены анализом современной малакофауны Байкала. Приводятся также некоторые сведения об истории фаун губок и остракод.

Моллюски олигоцена и раннего миоцена (38—14,4 млн л. н.) встречаются в низах танхойской свиты в Южно-

Байкальской впадине, а именно — на юго-восточном побережье Байкала по берегам р. Половинки и вдоль железнодорожного полотна между станциями Танхой и Малиновка, а также вскрыты бурением севернее дельты р. Селенги (район поселков Загза и Ствольная). Основным по представительности малакофауны является местонахождение по правому берегу р. Половинки, в 2—3-х км от ее устья. Работами Е. С. Раммельмейер (1931, 1940), М. Г. Мартинсона (1961), С. М. Поповой (1964, 1981) здесь выявлено около 55 видов и подвидов моллюсков, относящихся к сем. *Viciparidae*, *Fluminicolidae*, *Amblemidae*, *Unionidae*, *Pisididae* и следующим родам: *Cipangopaludina*, *Sinotaia* (подрод *Sinotaia*), *Tulotomoides*, *Lithoglyphopsis*, *Baicalia* (подроды *Eubaicalia*, *Gerstfeldtia*, *Trichiobaicalia*, *Pseudobaicalia*), *Acuticosta*, *Pseudobaphia*, *Cuneopsis* (подрод *Cuneopsis*), *Lanceolaria*, *Nodularia* (подрод *Nodularia*), *Sinohyriopsis*, *Nipponihyria*, *Lepidodesma*, *Cristaria*, *Sinanodonta*, *Limnocyrena*, *Sphaerium* s. l., *Pisidium* s. l. Из этих таксонов в Байкале и его заливах, как и в водоемах Прибайкалья в целом, ныне сохраняются только роды *Baicalia* и *Liobaicalia* сем. *Baicaliidae*, род *Benedictia* сем. *Benedictiidae* и *Pisidium* и *Sphaerium* сем. *Pisidiidae*. При этом надо учесть, что *Baicaliidae* и *Benedictiidae* — эндемики Байкала, реликты неогенового времени.

Встречные в танхойской свите роды и подроды характерны ныне для юга Китая и Юго-Восточной Азии; пределом их распространения является северная граница субтропической зоны (40—42° с. ш.), а ряд таксонов родового и подродового ранга не встречается севернее центральной подзоны субтропиков (34° с. ш.). В олигоцене и раннем миоцене в озерах и других водоемах Прибайкалья обитала малакофауна, близкая к современной малакофауне Китайской подобласти Сино-Индийской зоогеографической области (Попова, 1981). Климат раннетанхойского времени был субтропическим — со среднегодовыми температурами около 15—20°.

Присутствие байкалиид, представленных родами *Baicalia* и *Liobaicalia*, встречающихся и в современном Байкале, свидетельствует о паличии в это время крупных и глубоких озер и о том, что предшественником современного Байкала было олигоцен-миоценовое озеро в Южно-Байкальской впадине. В визах танхойской свиты встречаются также синкулы губок обитающего в современном Байкале эндемичного семейства *Lubomirskiidae*. Они найдены не только в Южно-Байкальской, но и в Тункинской впадине (Мартинсон, 1940, 1948). Судя по значительному морфологическому разнообразию раковин байкалиид, эволюция этой группы проходила не в одном водоеме, а в системе озер.

Сравнение малакофауны танхойской свиты со среднемиоценовой малакофауной байкальской свиты Предбайкальского прогиба дало основание датировать танхойскую малакофауну поздним палеогеном — ранним миоценом (Логачев, Попова, 1963), как более теплолюбивую. Данные по спорам и пыльце, полученные В. М. Климановой (по сборам С. М. Поповой и Г. Н. Черняевой) из слоев, непосредственно подстилающих толщу с моллюсками по р. Половинке, свиде-

тельствуют о позднеолигоценовом—раннемиоценовом возрасте. Мнение о эоценовом возрасте тапхойской малакофауны, основанное на ее сходстве с найденной в районе устья р. Лены по р. Кенгдей эоценовой малакофауной (Мартинсон и др., 1986), недостаточно аргументировано, так как сохранность малакофауны в коллекции с севера Сибири позволяет проводить определения в основном только до рода и подрода и, что не менее важно, эти два местонахождения отстоят очень далеко друг от друга.

Малакофауна среднего и позднего миоцена (14.4—5.1 млн л. н.) очень малочисленна; она встречена в тагайской подсвите халагайской свиты на о-ве Ольхон. Г. Г. Мартинсон, проводивший исследование моллюсков, отметил их сходство, а в ряде случаев и тождество с видами, обнаруженными в баяндайской свите Предбайкальского прогиба (Логачев и др., 1964). Ревизия этой малакофауны показала, что в силу плохой сохранности представленные здесь формы не могут безусловно идентифицироваться с найденными в баяндайской свите. Наличие в основном легочных моллюсков позволяет сделать вывод о мелководности водоемов или же заливов крупных озер, в которых они обитали.

Климат Прибайкалья в целом позволяет охарактеризовать достаточно представительная средне-позднемиоценовая малакофауна баяндайской свиты Предбайкальского прогиба (известно 30 таксонов). Судя по присутствию рода *Opeas* и обилию видов рода *Gastrocopta* он был субтропическим (вероятно, сходным с климатом современного Северного Китая) и характеризовался среднегодовыми температурами, близкими к 10—12°.

Малакофауна раннего и среднего плиоцена (5.1—3.3 млн л. н.) представлена в основном наземными формами. Захороненные в массовом количестве в отложениях сасинской толщи (сарайская и одонимская пачки) харалгайской свиты (Плиоцен . . . , 1982), раковины имеют очень хорошую сохранность. Эта малакофауна, видимо, довольно полно характеризует малакофауну ксеро- и мезофитных экотопов, в меньшей мере — влажных. В сарайской пачке выявлено 14 таксонов, в одонимской — 31. И в той и в другой широко представлен род *Gastrocopta* (5 и 7 видов соответственно), ныне отсутствующий на территории Прибайкалья и характерный для северной части субтропиков. Рода *Opeas*, встречающегося в миоцене, в плиоцене уже нет.

Осадки озерного генезиса раннего—среднего плиоцена с захороненной в них малакофауной имеют небольшое распространение, также приурочены к сасинской толще (одонимской пачке) и характеризуют отложения или заливов крупных водоемов (обнажение в бухте Харалдай), или же собственно мелководных озер (обнажение в бухте Сарайской). Интересно отметить, что водная малакофауна мелких озер и мелководных заливов, представленная, естественно, в основном легочными моллюсками, ближе к современной прибайкальской, чем наземная.

В отложениях среднего плиоцена (одонимская пачка) встречены остракоды рода *Pseudocandona* (определены Г. Ф. Мазеновой), пред-

ставители обитают в Байкале (24 вида и 3 подвида), а единичные виды известны в оз. Охрид и в ряде водоемов Евropy высоким содержанием кислорода в их водах. Наличие остракод рода *Pseudocandona* в заливах плиоценового Байкала может рассматриваться также как свидетельство существования крупных водоемов у современного западного побережья Ольхона (Плюцен. . . , 1982).

П о з д н и й п л и о ц е н (3.3—1.8 млн л. н.) — время значительной перестройки малакофауны, особенно наземной, в связи со значительным похолоданием. Достаточно представительная наземная малакофауна этого времени имеется в ольхоонских разрезах и характеризует низы харанцинской свиты. Она резко отличается от раннеэоценовой значительным сокращением числа видов рода *Gastrocopta*, причем в позднелиоценовых отложениях из оставшихся двух видов этого рода один вымерший и в то же время отсутствующий ниже по разрезу, второй — современный, наиболее нетребовательный к теплообеспеченности вид — *Gastrocopta theeli* West. Число современных видов относительно велико, но часть из них не обитает ныне в Прибайкалье (*Pupilla* ex. gr. *aeoli* Hilber, *Vallonia excentrica* Sterki).

В общих чертах малакофауна этого времени может быть сравнена с малакофауной южной половины Амурской надпровинции Амурской зоогеографической области (подобласти) и характеризует климат со среднегодовыми температурами несколько ниже +5 °С.

Э о п л е й с т о ц е н о в ы е (1.8—0.8 млн л. н.) малакофауны известны как в Байкальской впадине, так и на прилегающих территориях (Тупкинская впадина, Предбайкальский прогиб). Во впадинах Байкальской рифтовой зоны малакофауна представлена наземными формами; в Предбайкальском прогибе в ангинской свите она характеризует старичные осадки, в которых захоронены в основном водные моллюски, а количество наземных незначительно.

В Байкальской впадине к эоплейстоцену можно отнести малакофауну верхней подевиты харанцинской свиты в разрезах зал. Харалдай, где выявлено 14 таксонов. Здесь на общем фоне подавляющего числа палеарктических элементов встречаются рецентные, но не присутствующие в составе малакофауны современного Прибайкалья виды: *Gastrocopta* aff. *theeli* (West.), *Vertigo* aff. *substriata* (Say). О распространении *G. theeli* мы уже говорили. *V. substriata* обитает ныне в Европе, включая европейскую часть СССР, и на Северном Кавказе. В ангинской толще Предбайкальского прогиба малакофауна имеет сходную зоогеографическую структуру, хотя представлена другой группой моллюсков. Здесь встречено около 30 таксонов, среди которых, кроме обитающих и ныне в Прибайкалье, есть и вымершие повсеместно или регионально. Родство этих таксонов или дальневосточное, или европейское, но в том и другом случае это элементы более теплолюбивых фауны. К вымершим видам и подвидам принадлежат *Planorbis starobogatori* S. Popova, *Helicorbis minima* S. Popova, *Corbicula tibetensis praebaicalensis* S. Popova, причем род *Corbicula* имеет в основном южный ареал: в пределах СССР на западе обитает в Средней Азии и на Кавказе, на востоке — в При-

море и на Сахалине. Малакофауна, найденная в ангинской свите, характеризует климат со среднегодовыми температурами, близкими к 5°C .

Раннеплейстоценовые (0,8–0,4 млн л. н.) малакофауны Байкальской впадины известны из низов нурганской свиты (о-в Ольхон, Нурганская бухта). Характеризуют они и отложения V–IV террас р. Ангары (в первом случае – в районе Усоляя, во втором – в месте впадения р. Осы).

В этих малакофаунах кроме моллюсков, встречающихся на территории Прибайкалья и ныне, обнаружены формы, обитающие в Европе (*Crassiana* sp., *Amesoda* ex gr. *solida* (Norm.) и на Дальнем Востоке (*Sphaerinovalva compressa* Mouss.) Кроме того, здесь есть *Bithynia* (*Parabithynia*) *krasnojarka* S. Порова – подрод этот отсутствует в водах Сибири, встречаясь значительно южнее. Из наземных моллюсков следует отметить все еще сохраняющиеся в малакофауне *Gastropoda* aff. *theeli* West., свойственную Амурской зоогеографической области, и *Vertigo substriata* (Gerstf.), обитающую в Европе. Все это свидетельствует о накоплении осадков в более мягких климатических условиях, чем современные, а значение среднегодовых температур может быть оценено в первые градусы тепла. Присутствие в осадках IV террасы р. Ангары *Baicalia angarensis* (Gerstf.), обитающего и ныне в Южном Байкале и верхнем течении Ангары, доказывает существование во время формирования этой террасы ангарского направления стока воды из Байкала.

Малакофауна среднего и позднего плейстоцена (0,4–0,01 млн л. н.) известна из большого числа местонахождений. В Байкальской впадине ею охарактеризована верхняя – среднеплейстоценовая часть разреза нурганской свиты. В Тункинской впадине местонахождения многочисленны и приурочены к глинисто-торфянистой, несчаной толщам и толще сизых сунесей; малакофауны этого возраста присутствуют в отложениях III–I террас рек бассейна Ангары.

Малакофауны времени похолоданий – это обедненный вариант современной малакофауны юга Сибирской подобласти Палеарктической области. В аллювиальных и сопряженных с ними осадках наиболее часто встречаются *Valvata* (*Sibirovalvata*) *centusa* (West.), *Pisidium amnicum* (Müll.), *Lymnaea* (*Peregriana*) *lagotis* (Schrenck), *L.* (*Radix*) *auricularia* (L.), в субэаральных – *Succinea* ex gr. *oblonga* (Drap.), *S. putris* (L.), *Pupilla asiatica* (Moell.), *P. lundströmi* (West.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.).

Малакофауны более значительных и продолжительных потеплений характеризуются редким присутствием относительно теплолюбивых видов – *Crassiana crassa* Philipsson и *Unio annulatus* Kobelt. Эта малакофауна характеризует климат несколько более теплый, чем современный.

Голоценовые (0,01 млн л. н. – современность) малакофауны по систематическому составу не отличаются от современной. В течение голоцена происходили изменения численного соотношения видов. В целом голоценовая малакофауна отличается от среднеплейстоце-

новой в Прибайкалье больше, чем соответствующие малакофауны европейской части СССР (Попова, 1981). Если там обитают виды, пережившие похолодания на более южных территориях, то в Сибири они сохранялись в рефугиумах, в частности, видимо, в районах выходов термальных вод.

В Байкальской впадине голоценовые озерные малакофауны известны, в частности, из изученного А. М. Сизиковым разреза в районе зал. Мухор (Малое Море). Анализ этой малакофауны позволяет проследить изменение озерного режима во времени: финал плейстоцена — мелководные постоянные, полупостоянные и временные озера на периферии конусов выноса (наличие легочных форм и горошинки тупой), климат холоднее современного; древний голоцен — преимущественно полупостоянные и временные, термокарстовые по генезису озера, развивающиеся при климате более холодном, чем ныне, но более мягком, чем при образовании озер предыдущего периода; ранний—средний? голоцен — преимущественно постоянные мелководные озера, поросшие растительностью, с обильной относительно богатой в систематическом отношении малакофауной, развивающейся при климате, близком к современному.

Анализируя данные (Ситникова, 1983) о байкальских эндемичных видах рода *Megalovalvata* (сем. *Valvatidae*), можно проследить три ветви развития, берущие начало от одного вида: в одной из этих ветвей наблюдаем появление и развитие килей на раковине, в другой — сужение пупка, уплощение раковины и появление подшовного плеча. Каждому из конечных видов в этих ветвях свойственны свои типы грунта и место распространения. При поиске исходной формы особого внимания заслуживает *M. kozhovi*, достаточно близкая по морфологии раковины к общесибирскому виду *C. sibirica* и обитающая, как и внебайкальские вальватиды, на заиленном песке на небольших глубинах (до 20 м) бухт и заливов Байкала. Вероятно, близкая к этому виду форма и дала начало развития остальным мегаловальватам.

Вальватиды, судя по палеонтологическим данным (Мартинсон, 1961), обитали в южной Сибири еще до возникновения Байкала. Это палеолимнические моллюски (Мартинсон, 1967) с очень широким ареалом. Одна из групп этого семейства, род *Megalovalvata*, так и не сумела освоить в Байкале глубины свыше 50—70 м, тогда как другая — *Pseudomegalovalvata* — приспособилась к жизни только в глубоководной части озера (200 м и более). Поэтому входящие в эту ветвь виды можно считать более молодыми. Сем. *Benedictiidae* возникло позже, в мезозое (мезолимническая группа), и ныне не известно вне Байкала, хотя его представители в мелу обитали в водоемах Центральной Азии (Мартинсон, 1961). В систему Байкальских озер предок 16 современных видов этого семейства вселился позднее вальватид.

В различных систематических группах со своей историей наблюдается существование ветвей развития отдельных видов, заселяющих глубины Байкала свыше 200 м, формирование которых несомненно связано с нарастанием глубин озера (Бекман, Старобогатов, 1975).

На глубинах около 20—70 м в зоне с достаточно стабильными условиями, сосредоточено наибольшее морфологическое разнообразие представителей семейства *Baicaliidae* — *Baicalia duthiersi* W. Dyb., *B. pulla* W. Dyb., *B. wrzesniowskii* W. Dyb., *Liobaicalia stiedae* W. Dyb. и др., причем обитают они совместно на заиленных песках. В отличие от обитающих на малых глубинах виды здесь хорошо обособлены морфологически. Соответственно можно сделать вывод, что все эти таксоны имеют возраст больший, чем виды верхней части литорали и виды, заселяющие большие глубины, и их формирование произошло не в едином водоеме, а в системе озер палеоген-неогенового времени.

История озера по данным о фауне позвоночных (рыбы и нерпа)

В Байкале присутствует сообщество эндемичных коттоидных рыб. Для того чтобы оценить историю Байкала с точки зрения происхождения и формирования его эндемичной ихтиофауны, мы проанализировали ареал коттоидных рыб (Талиев, 1955), сходство современных и ископаемых форм и уровень специализации эндемичных видов.

Центр возникновения морских коттоидных рыб находился в северной части Тихого океана. Проникновение их в пресные воды Азии и Северной Америки происходило, вероятно, неоднократно. В настоящее время в водоемах тихоокеанского побережья Азии обитает 13 видов; по мере удаления от центра видообразования (исключая Байкал) количество видов уменьшается. В Байкале находится вторичный центр видообразования коттоидных рыб, или, как их еще называют, «северных бычков». Если во всех пресных водах Восточной Сибири их всего 2 вида, то в Байкале насчитывается 29 видов, относящихся к трем семействам, два из которых эндемичны. Среди ихтиофаун других крупных пресноводных озер мира Байкал имеет самый высокий ранг эндемизма на уровне семейств. Большое количество эндемичных форм и их высокий таксономический ранг свидетельствуют о том, что новые виды возникают лишь в тех местообитаниях, где изменение условий в геологических масштабах времени происходит медленнее, чем вырабатываются наследственные адаптации. Для образования эндемичных семейств относительно постоянные условия должны господствовать еще более продолжительное время. Ранг эндемизма на уровне семейств предполагает значительно более древний возраст Байкала, чем других озер. Так, например, в Танганьике комплексе эндемичных рыб соответствует таксономическому рангу рода.

Ископаемые пресноводные коттоидные рыбы изучены Д. Смитом (Smith, 1975) из пресноводных плиоценовых отложений оз. Айдахо (штат Орегон, США). Анализ байкальских рыб показал, что сходное строение с ископаемыми формами имеют только 7 прибрежных видов семейства *Cottidae*, и поэтому временем их вселения в Байкал можно считать период плиоцена.

Два других эндемичных семейства, *Comephoridae* и *Abyssocottidae*, имеют значительные отличия, которые обусловлены более длительным обитанием в условиях древнего холодноводного глубоководного озера. Эти отличия являются результатом длительной адаптации рыб к высокому содержанию кислорода, низким температурам, высокому давлению на больших глубинах. Виды эндемичных семейств *Comephoridae* и *Abyssocottidae* оксифильны, приспособлены к обитанию в богатых кислородом частях Байкала, асфиксия у них наступает при наличии еще высоких концентраций кислорода ($6.6 - 2.8 \text{ см}^3/\text{л}$), к тому же они stenotherмы. Так, для представителей семейства *Comephoridae* температуры в пределах $8.7 - 9.8^\circ\text{C}$ являются летальными (Галиев, 1955). Донные виды, обитающие на глубинах 400—1600 м, имеют глубокие изменения на биохимическом уровне, связанные с адаптацией к высоким давлениям (Brauer et al., 1984). Эти особенности эндемичных семейств свидетельствуют о более раннем по сравнению с мелководным семейством *Cottidae*, вероятно, миоценовым (а возможно, олигоценовым), вселении предковых форм в глубоководный водоем, который существовал на месте современного Байкала.

Вторичнопелагические (беспузырные) голомянковые рыбы (термин А. П. Андрияшева) (семейство *Comephoridae*) имеют настолько глубокие приспособления к жизни в толще воды, включая живорождение, что это могло явиться результатом только длительной эволюции в озере с глубинами в несколько сот метров.

Морфофизиологические и экологические особенности байкальской нерпы также являются результатом приспособления к условиям глубоководного озера с продолжительным периодом ледостава. Мощные когти передних ластов позволяют проделывать и сохранять от промерзания отдушины для дыхания в сплошном льду толщиной около метра. Повышенная концентрация гемоглобина в крови является адаптацией к глубоководному погружению на длительное время с выключенным дыханием. Длительная лактация позволяет вывести детенышей в условиях продолжительного периода сплошного ледового покрова и обитания в снежных логовах. Эти свойства нерпы могли возникнуть только в условиях глубокого и холодноводного Байкала, или водоема, существовавшего на его месте. По-видимому, для этого требовалось довольно длительное время. Изолированные в четвертичное время формы кольчатой нерпы в Балтийском море, в Ладожском и Сайменском озерах не имеют тех морфологических отличий от арктических и дальневосточных форм, которые палицо у байкальской нерпы (Настухов, 1979).

Таким образом, анализ особенностей современных байкальских эндемичных рыб и нерпы дает полное основание говорить о том, что Байкал — древний водоем, который начиная с миоцена, а возможно, и с олигоцена был крупным глубоководным озером с относительно низкими температурами воды.

История озера по данным о диатомовой флоре

В Байкале, встречается свыше 700 видов и разновидностей диатомовых водорослей. Им принадлежит ведущая роль в круговороте кремния — одного из основных компонентов байкальских осадков. Диатомеи широко распространены в кайнозойских отложениях Прибайкалья. Наибольший интерес представляет корреляция отложений на дне Байкала с отложениями его побережий (Ольхон, юго-восточное побережье).

Самым древним местонахождением диатомей на Байкале являются отложения в зал. Тагай, относящиеся к тагайской толще (подсвите) халагайской свиты о-ва Ольхон, по многочисленному палеонтологическим остаткам (моллюски, споры и пыльца, позвоночные животные) датированные средним и поздним миоценом (Логачев и др., 1964; Плиоцен. . . , 1982). Здесь В. М. Климановой выделено 22 вида диатомей. В их составе отсутствуют планктонные виды, и по своей экологии они являлись обитателями мелководного водоема. Позднее нами в отложениях тагайского разреза выявлено около 80 видов и разновидностей. Преобладают диатомеи рода *Aulacosira* — *A. granulata* (Ehr.) Sim., *A. italica* (Ehr.) Sim. var. *italica*, *A. ambigua* (Grun.) Sim. Видовое же разнообразие определяют представители родов *Pinnularia*, *Navicula*, *Eunotia*, *Cymbella*, *Gomphonema*, *Tetracyclus* — обитателей дна и обрастаний. В небольшом количестве отмечены створки *Aulacosira praeislandica* f. *curvata* (Jouse) Sim., *Pontodiscus miocenicus* (Krasske) Moiss. et Sheshuk., *Actinella brasiliensis* Grun., *Tetracyclus ellipticus* var. *ancea* (Ehr.) Hust., *Cymbella* aff. *lanceolata* var. *grandipunctata* Moiss., *Navicula americana* Ehr., к настоящему времени вымершие или живущие в более теплом климате. Диатомей, изученные нами, судя по наличию доминирующих планктонных видов, характеризуют более глубоководный бассейн, чем диатомей, выявленные В. М. Климановой. Они существовали в пресноводном, хорошо прогреваемом водоеме с глубинами в несколько десятков метров (Логачев и др., 1964). Климат в это время был теплым (близким к субтропическому), отмечаются фазы потепления и увлажнения. Происходили изменения гидрологического режима водоема и колебания степени минерализации вод, что нашло отражение в неравномерном распределении диатомей по разрезу тагайской толщи.

В раннем и среднем плиоцене на Ольхоне существовало крупное Сасинское озеро (Плиоцен. . . , 1982). Осадки его залива приурочены к верхней (одонимской) пачке сасинской толщи халагайской свиты о-ва Ольхон. По фауне мелких млекопитающих и малакофауне отложения датированы средним плиоценом. Здесь нами впервые выявлены диатомеи, не обильные по количеству и разнообразию, но чрезвычайно показательные в видовом отношении: *Aulacosira baicalensis* (K. Meyer) Sim., *Cyclotella baicalensis* Skv., *Stephanodiscus asraea* var. *intermedius* Fricke, *St.* aff. *niagarae* var. *magnifica* Schmidt.

Почти аналогичный плиоценовый комплекс диатомей был отмечен В. А. Федоровой в пизах колонок донных осадков Байкала, взятых в районе подводного Академического хребта (Федорова, 1975; Голдырев, 1982). В него входят *Stephanodiscus niagarae* cf. var. *magnifica* Schmidt, *St. astraea* var. *intermedius* Fricke f. *fossilis*, *Cyclotella bai-calensis* Sky., *Aulacosira baicalensis* (K. Meyer) Sim. Благодаря электронной микроскопии были выявлены дополнительные систематические признаки некоторых видов, что позволило уточнить их таксономическую принадлежность. Позднейшая обработка А. П. Логиновой и Г. К. Хурсевич (1986) новой колонки донных осадков подтвердила правильность выводов, сделанных В. А. Федоровой (Литодинамика . . . , 1984). Сходный комплекс встречается также в донных отложениях Южно-Байкальской впадины.

Близкий по составу комплекс был определен в отложениях юго-восточного побережья оз. Байкал, относимых к осиповской свите (Мац, 1987). В нижней части разреза, вскрытого в устье р. Дулихи, выявлено 32 таксона диатомей, среди которых доминируют отсутствующие ныне представители той же стефанодискусовой флоры, которая отмечена в плиоценовых осадках на дне Байкала и в среднеплиоценовых отложениях о-ва Ольхон: *Stephanodiscus caroneiformis* Churs. et Log. (= *St. carconensis* Grun.), *St. bellus* Churs. et Log. (= *St. carconensis* var. *pusilla* Grun.), *St. grandis* Churs. et Log. (= *St. niagarae* cf. var. *magnifica* Schmidt), *St. aff. niagarae* Ehr. Довольно часто встречается также *Cyclotella* aff. *temperei* Perag. et Herib., в меньшем количестве, но постоянно присутствуют *Eunotia polyglyphoides* Sheshuk., *Gomphonema* aff. *praelanceolatum* Tschér. и представители рода *Tetracyclus*. Аулакозирова флора присутствовала в основном в виде спор с высокой оценкой обилия.

Присутствие характерных древних видов рода *Stephanodiscus* позволяет считать близкими по возрасту отложения озера одоимского времени на побережье зал. Харалдай (Ольхон), озерного бассейна юго-восточного побережья оз. Байкал и плиоценового озера в районе Академического хребта, скрытого водами современного Байкала. Судя по достаточно большому числу (30 %) вымерших видов и отсутствию в комплексе диатомей древнего озера на юго-восточном побережье створок байкальских эндемиков, отмечаемых в сасинских отложениях о-ва Ольхон и донных осадках Байкала в районе Академического хребта, осадконакопление в палеоводосеме на юго-восточном побережье происходило, возможно, в течение более раннего этапа сасинского времени. Комплекс из озерных отложений в районе р. Дулихи хорошо сопоставляется с комплексом диатомей из пизов колонок донных осадков Южно-Байкальской впадины, изученных А. П. Логиновой и Г. К. Хурсевич. Эти отложения по спорово-пыльцевому комплексу датированы ранним плиоценом (Литодинамика . . . , 1984).

Близкий видовой состав диатомей во всех указанных местонахождениях, преобладание среди них планктонных вымерших видов одновременно с большим числом диатомей прибрежной фации позволяют предполагать, что осадки, в которых они захоронились, форми-

ровались в одном или нескольких крупных водоемах, находившихся в пределах современных Южно- и Средне-Байкальской впадин.

Климат этого времени (ранний—средний плиоцен) характеризуется как переходный от субтропического к умеренному; к концу этого времени температуры снижаются. В составе диатомей среднего и позднего плиоцена в отложениях о-ва Ольхон, на юго-восточном побережье Байкала и в его донных осадках отсутствуют теплолюбивые виды, несколько позже появляются *Aulacosira baicalensis* (K. Meyer) Sim., *Cyclotella baicalensis* Skv. — виды, живущие ныне в Байкале при низких температурах и имеющие максимум развития ранней весной подо льдом. Такое противоречие может найти объяснение в существовании диатомей в крупных и глубоких озерах, термический режим которых достаточно специфичен.

В верхней части дулихинского разреза Южно-Байкальской впадины (шанхайхинская свита — поздний плиоцен—ранний плейстоцен) выявлен комплекс диатомей, резко отличающийся от нижележащего. В составе диатомей отсутствуют вымершие виды рода *Stephanodiscus*. Видовой состав флоры становится более разнообразным. Доминантами, хотя и с невысокими количественными оценками, являются *Stephanodiscus rotula* (Kütz) Hendeу, *Aulacosira italica* var. *valida* (Grun.) Sim. Появляются бентосные виды, обитающие в современном Байкале: *Cocconeis skvortzovii* (Skv.) Sheshuk., *Navicula unipunctata* Skv., *N. dahurica* Skv.

Раннеплейстоценовый этап в истории Байкальской котловины охарактеризован диатомеями, выявленными в низах пюрганской свиты. В глинистой прослойке озерных осадков, содержащих также малакофауну, выявлено 9 видов диатомей с невысокой оценкой обилия. В основном это виды, живущие в прибрежной зоне — формы обрастаний и планктона: *Aulacosira italica* (Ehr.) Sim., *A. granulata* (Ehr.) Sim., *Cyclotella baicalensis* Skv., *Stephanodiscus* cf. *carconeiformis* Churs. et Log., *Fragillaria pinnata* Ehr., *Cymbella cistulata* (Hemp.) Grun., *Eunotia monodon* Ehr., *Gomphonema intricatum* var. *fossilis* Pant., *Actinella brasiliensis* Grun. Доминируют *Aulacosira italica* (Ehr.) Sim., *Fragillaria pinnata* Ehr. В составе диатомей отложений пюрганской свиты встречены два вымерших вида — *Stephanodiscus* cf. *carconeiformis* Churs. et Log. и *Gomphonema intricatum* var. *fossilis* Pant. и теплолюбивая *Actinella brasiliensis* Grun., которая обитает теперь только в областях с относительно теплым климатом (оз. Ханка). Здесь же встречены сиккулы байкальских губок.

В нижнеплейстоценовых горизонтах донных осадков Байкала доминируют *Aulacosira baicalensis* (K. Meyer) Sim., *Cyclotella baicalensis* Skv. и их разновидности, отмечается разнообразный состав пеннатных диатомей, редко встречается *Stephanodiscus carconeiformis* Churs. et Log. (= *St. carconensis* Grun.). Присутствие в раннеплейстоценовых отложениях о-ва Ольхон и в донных осадках Байкала общего вида *Stephanodiscus carconeiformis* Churs. et Log. примерно с одинаковой степенью обилия (местонахождение диатомей в низах пюрганской свиты является единственным) позволяет рассматривать осадки как одновозрастные. Этот древний вид отмечен также в раннеплейстоценовых отложениях Японии (Mori, 1975).

Присутствие в составе диатомей вымерших таксонов, не обитающих ныне в водоемах умеренной зоны, дает основание предполагать относительно теплые климатические условия раннего плейстоцена. Теплолюбивые виды как реликты неогена сохранились в Прибайкалье до начала четвертичного времени.

Состав диатомей в голоцене, известный из донных отложений Байкала, не отличается от современного. Количество створок в 1 г натурального осадка неоднозначно и колеблется в широких пределах — от нескольких десятков до 200 млн. Главная роль принадлежит видам класса *Centrophyceae*, как это наблюдается и в других глубоководных водоемах. Доминантами остаются *Aulacosira baicalensis* (K. Meyer) Sim., *Cyclotella baicalensis* Skv. — основные обитатели современного Байкала. Им сопутствуют разнообразные диатомей класса *Pennatophyceae*, не имеющие, как правило, высокой количественной оценки, но по числу видов эта группа диатомей является преобладающей. Видовое разнообразие пеннатных диатомей связано с большой прозрачностью байкальской воды. Живые клетки диатомей с хорошо сохранившимися хроматофорами были обнаружены на глубине до 115 м (Проблемы... 1978), среди них *Eunotia cleve* Grun., *Gomphonema bergii* Skv., *Cocconeis placentula* Ehr. et var., *Amphora mongolica* Oest., *A. sibirica* Skv. Эти же диатомей, а также представители родов *Navicula*, *Pinnularia*, *Cymbella*, *Neidium* и другие характерны как для современного Байкала, так и для его осадков голоценового времени. Среди байкальских диатомей отмечается значительное количество древних, основное развитие которых проходило в неогеновое время.

Современный комплекс диатомей открытого Байкала, по данным Г. И. Поповской, включает небольшое число массовых видов (Проблемы... 1978): *Aulacosira baicalensis* (K. Meyer) Sim., *A. islandica* (O. Müll.) Sim., *Stephanodiscus binderanus* (Kütz.) Krieg. (= *Melosira binderanus* Kütz.), *Cyclotella baicalensis* Skv., *C. minuta* (Skv.) Antip., *Synedra acus* subsp. *radians* (Kütz.) Skab., *S. ulna* subsp. *danica* (Kütz.) Skab., *Nitzschia acicularis* W. Sm. Количественно в нем, как правило, доминирует *A. baicalensis*, но в отдельные годы основную численность диатомей составляют виды родов *Synedra* и *Nitzschia*. Сравнивая комплексы диатомей в планктоне и в донных отложениях, нельзя не отметить, что в осадках не проявляется количественное преобладание родов *Synedra* и *Nitzschia*.

Комплексе диатомей современного Байкала, по мнению Е. А. Черемисиновой (1973), сформировался в плиоцене. К такому выводу она пришла при изучении неогеновых диатомей Тункинской впадины. По нашим данным в совокупности с результатами спорово-пыльцевого анализа, байкальский комплекс существовал уже в позднем миоцене. Кроме неогеновых отложений Тункинской долины *A. baicalensis* (K. Meyer) Sim. встречена «в массе» в миоценовых отложениях Витимского плоскогорья в комплексе с характерным вымершим ныне видом *Aulacosira jouseana* (Moiss) Moiss. (Ендрихинский, Черемисинова, 1970; Резанов и др., 1986). В литературе есть также указание, что *A. baicalensis* (K. Meyer) Sim. найдена в отложениях

древних озер Подмосквья (Wertebnaja, 1929) и Центральной Камчатской депрессии (Кушев, Ливеровский, 1949). Таким образом, *A. baicalensis* (K. Meyer) Sim. в древних водоемах была распространена довольно широко и, судя по высокому обилию ее створок в осадках древних озер, она играла важную роль в палеоводоемах, по крайней мере Восточной Сибири. Приспособившись к условиям жизни в современном Байкале, она стала, как и некоторые другие диатомы, эндемиком, обладающим видовым рангом.

История развития растительности и палеоклиматология побережья озера по палинологическим данным

Палинологический анализ позволяет получить информацию об условиях развития ландшафтов Прибайкалья начиная с эоцена.

Эоцен-олигоценные отложения достоверно установлены в Усть-Селенгинской впадине (Базаров, 1986). Из них З. И. Файзуллиной и Е. И. Козловой выделены палинокомплексы (гл. 1700–2500 м), характеризующие хвойно-широколиственные леса со значительной примесью (20–25 %) тропических и субтропических форм: миртовые, сумаха, араукарий, мирики, ниссы, магнолий, пальм, кедра. Спорово-пыльцевые спектры, полученные В. А. Беловой (1975) с глубины 870–960 м из скв. № 4, район с. Исток, содержат пыльцу тсуги, водяной сосны, ногоплодника, кетелирии, вяза, дзельквы, лещины, каракаса, итерокарии, платикарии, каштана, дуба, бука, магнолии, сумаха, стиракса, ниссы, пальм, пандановых. Спектры близки по составу основных компонентов к комплексам, выделенным Г. И. Таракановой в верхней части булуусинской свиты на юге Сибирской платформы. Эти отложения датируются олигоценом.

В раннем миоцене образовались нижние горизонты танхойского и клюевского комплексов. Они содержат пыльцу ели секции оморика, болотного кипариса, гикори, дуба, водяной сосны, ореха, ланины, ильма, каштана, магнолии, бука, ниссы, лещины, липы, тюльпанного дерева, дзельквы, тутовых, споры осмуды, многоножковых. К среднему миоцену относятся средний горизонт танхойского комплекса и мишнинский фациальный комплекс. Они содержат пыльцу ольхи, болотного кипариса, ели, гикори, тсуги, каштана, сосны секции стробус, ореха, ланины, липы, березы. К позднему миоцену относятся средний горизонт клюевского фациального комплекса. Преобладает пыльца ольхи, ели, сосны, тсуги, лещины, вяза, ореха, дзельквы, воскочника и споры паноротинов. В озерных осадках верхнего горизонта клюевского фациального комплекса выявлена пыльца тсуги, ели, березы, сосны, ольхи, лещины, ореха, падуба, что свидетельствует о раннеплиоценовом возрасте (Седова, 1965; Литология . . . , 1972; Белова, 1975; Белова, Ендрихинский, 1980).

К среднему и позднему плиоцену относится ановская свита юго-восточного побережья Байкала и Тункинской впадины (Логачев, 1968). В. А. Белова для опорного разреза на р. Шанхайхе выделяет три палинокомплекса: 1) пыльца тсуги, пихты, ели, ореха, граба, лещины, липы — первая половина среднего плиоцена; 2) пыльца

смешанных хвойно-широколиственных лесов с большим количеством травянистых степных форм — по-видимому, середина верхнего плиоцена; 3) пыльца ели, сосны, березы, ольхи, тсуги, лещины, вяза, липы — переход от плиоцена к плейстоцену (Адаменко и др., 1975; Белова, Ендрихинский, 1980).

В Боярском опорном разрезе в плиоценовой толще обнаружена пыльца сосны обыкновенной, березы, пихты, сосны кедровидной, ольхи, тсуги, ильма, лещины, ореха, дуба, граба, единично — гикори, ясеня, липы. В плиоценовых отложениях Верхне-Ангарской впадины содержится пыльца ели, разнообразных сосен, ногоплодника, бука, дуба, ильма, восковника, березы, ивы, душекии (Базаров, 1986).

В целом в плиоценовых спорово-пыльцевых спектрах примесь широколиственных пород еще значительна, но уменьшается с юга на север. На юге котловины произрастали орех, дуб, граб, лещина, а в Приольхонье присутствует в основном ильм, как наименее требовательный к температурным условиям.

К эоплейстоцену Прибайкалья отнесены отложения, вскрытые в Итанцинском опорном разрезе, который включает группу частных разрезов между деревнями Засухино и Ключево (Базаров и др., 1974). Для отложений низов (3 пачки) Засухинского разреза отмечается преобладание пыльцы сосны с кедром с участием березы и пихты. Выше по разрезу также в условиях преобладания древесной растительности встречена пыльца сосны, кедра, ели, березы; травянистые растения представлены ксерофитами — полынью, лебедовыми. Лёссовидные суглинки, венчающие разрез, формировались в условиях похолодания и иссушения. В спектрах из этих отложений древесных форм содержится до 3,8 % при абсолютном господстве травянистых растений — до 98 % (Базаров, 1986).

К эоплейстоценовым образованиям относятся также отложения Боярского опорного разреза. Из них получены спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о наличии открытых сообществ. Пыльца древесных составляет в спектрах 23 %, травянистых (злаки и полыни) — до 65 %, споровых — 12 %. В прибрежных местообитаниях произрастали леса с березой, сосной и душекией.

Эоплейстоцен-нижнеплейстоценовые отложения залегают в разрезе высоких аккумулятивных террас высотой 160—200 м (впадины Байкальской рифтовой зоны) и 80—112 м (впадины Селегинского среднегорья). В Верхне-Ангарской впадине эоплейстоценовые отложения содержат пыльцу пихты, ели, березы, ивы, кедра, ногоплодника (Базаров, 1986). В спектрах из нижнеэоплейстоценовых отложений Южной котловины присутствует пыльца сосны, ели, тсуги, сосны кедровидной, ильма, дуба, лещины, ореха, березы. Среднеэоплейстоценовые отложения характеризуются пылью ильма, ореха, лещины, тсуги, ольхи, березы — единично. Много пыльцы пихты, ели, сосны кедровидной, обыкновенной, березы, ольхи. Травянистые представлены пылью ксерофитов — полыни, эфедры, а также спорами плаунов, плаунков, многопозжковых (Базаров и др., 1974; Белова, 1975; Геоморфология . . . , 1981). В отложениях нижнего плейстоцена

Южно-Байкальской котловины определена пыльца лиственницы, пихты, ели, сосны, кедра, ольхи, березы, единично — липы, лещины, тсуги.

В пределах Средне-Байкальской котловины преобладает пыльца сосны, единично встречается пыльца тсуги, пихты, ели, кедра, березы; появляется пыльца кедрового стланика (Белова, 1985).

К среднеплейстоценовым отложениям юго-восточного Прибайкалья относятся пески кривоярской свиты, в которых содержится пыльца сосны обыкновенной, сосны сибирской, ели, тсуги, березы, осины, ивы, единично — ореха, лещины, гикори. Это свидетельствует о сравнительно влажном, умеренно теплом климате. На севере Байкала среднеплейстоценовые отложения содержат пыльцу степной растительности: лебедовых, сложноцветных, полыни, лютиковых, злаковых. Встречены споры сфагновых мхов, кочедыжниковых, ежеголовниковых (Базаров, 1986).

Отложения казанцевского горизонта верхнего плейстоцена содержат пыльцу березы, сосны обыкновенной, пихты, ели, кедра, единично — тсуги, ильма, клена, лещины, дуба, а также злаковых, осоковых, полыни, зонтичных, маревых, розоцветных.

В отложениях зырянского горизонта на юге котловины встречена пыльца кедра, сосны обыкновенной, ели сибирской, лиственницы, березы. Отмечено много пыльцы кедрового стланика, кустарниковых берез, душикии. Травянистые формы представлены пыльцой вересковых, злаковых, осоковых. В северной части Байкала в спектрах встречена пыльца пихты, ели, лиственницы, сосны обыкновенной, кедра, березы, кедрового стланика, душикии, верескоцветных, полыни, злаковых, споры папоротников и плаунов (Белова, 1975).

В отложениях каргинского горизонта позднего плейстоцена выделены палинокомплексы, характеризующие лиственнично-березовые леса с елью на севере региона: лиственница, сосна, ель, береза, пыльца сем. злаковых, споры папоротников, различных мхов. Степной облик имеют спектры каргинских отложений Среднего Байкала: лютиковые, гвоздичные, маревые, гречишные, сложноцветные, пыльца полыни, осоковые, злаковые. На юге региона спектры характеризуют существование цихтово-елово-кедровых лесов с примесью широколиственных элементов: ильма, липы, дуба. Единично встречается пыльца тсуги (Адаменко и др., 1972). Спорово-пыльцевые спектры Селенгинского среднегорья отражают существование березово-сосновых лесов с примесью широколиственных: лещины, дуба, ильма, клена.

Отложения сартанского горизонта верхнего плейстоцена на юге Байкальской рифтовой зоны содержат споры и пыльцу растительности «холодных» степей (Резанов, Иметхенов, 1982): пыльцу полыни, маревых, злаковых, споры плаунка сибирского и кроваво-красного. В Тункинской котловине для отложений сартанского времени характерно наличие пыльцы кедра, сосны, лиственницы — единично. Доминирует пыльца ксерофитных трав: эфедры, полыни, гречишных, маревых, гвоздичных, злаковых. Отложения сартанского горизонта на севере региона, в Верхне-Чарской котловине, характе-

ризируются назокомидами, представленными пылью верескоцветных, осоковых, злаковых, гвоздичных, гречишных, ивы, душики, березки и кедрового стланика (Белова, 1985).

Палинология голоцена Восточной Сибири пока изучена недостаточно. В осадках донных отложений оз. Котокель (Вишнер, 1968) выделены позднеледниковые фазы — аллерёд (сосново-березовые с елью леса на общем безлесном фоне) и поздний дриас (почти полная деградация лесов, развитие ственных группировок).

Отложения бореального периода на севере региона содержат пылью лиственницы — единично, березы, сосны, кедр, душики, в меньшем количестве пылью ели, пихты. Из трав — пылью гераниевых, кипрейных, ежеголовниковых (Белова, 1975). Озерно-болотные отложения Среднего Байкала содержат спектры с доминированием пыльца и спор трав, в основном пыльца эфедры, ежеголовника, злаковых, гвоздичных (Белова, 1985). На юге региона, в Тункинской котловине, отложения бореального времени содержат спектры, в которых господствует пыльца ели, кедр, лиственницы, березы, сосны, ольхи, ивы. Среди пыльца трав господствует пыльца осоковых, злаковых, полыней (Равский и др., 1964).

Отложения атлантического периода на севере региона содержат спектры с господством пыльца древесных форм: ели, пихты, кедр, березы, сосны; единично встречается пыльца широколиственных — бересклета приземистого, дуба монгольского, липы сибирской. Донные отложения средней части Малого моря содержат спектры с господством (до 90 %) пыльца древесных: ели, кедр, пихты, сосны, березы. Травянистые формы представлены единичными пыльцевыми зёрнами осок, злаков и мезофитного разнотравья (Белова, 1975).

Отложения атлантического времени южного побережья оз. Байкал характеризуются спектрами с господством пыльца древесных: пихты, ели, кедр, сосны, березы, кедрового стланика; много спор многоножковых, пыльца верескоцветных. В отложениях этого времени в Тункинской котловине господствует опять же пыльца древесных: сосны, березы, ольхи. Постоянные компоненты спектров — пыльца дуба монгольского, бересклета приземистого. Разнообразен и состав пыльца трав: злаковые, осоковые, маревые, лилейные, зонтичные, лютиковые, гречишные, розоцветные и т. п. (Равский, 1972).

В отложениях первой половины суббореального времени на севере региона спорово-пыльцевые спектры содержат пылью кедр, сосны, ели, пихты, кедрового стланика, березки. В южной котловине в отложениях суббореала преобладают пыльца кедр, пихты, березы, из кустарников — душики, березка кустарниковая, кедровый стланик. Отложения на юге региона, датированные второй половиной суббореального времени, содержат пылью кедр, ели, березы, из кустарников — березки, душики (Зубарев, 1984; Савина, 1982).

Отложения первой половины субатлантического времени в южном Прибайкалье содержат спектры с господством в них пыльца кедр, сосны, березы; во второй половине субатлантики к ним добавляется пыльца лиственницы (Зубарев, 1984).

Формирование и развитие байкальской впадины и самого озера происходили в течение длительного геологического времени. Благодаря тектоническим процессам менялись структура впадины и положение в ней озерных бассейнов. Хорошо различимы два крупных этапа, отличающиеся тектоническим режимом, климатом и характером осадков. Первый этап протекал в условиях относительно спокойного рельефа, медленного прогибания и теплого климата. Второй этап происходил в условиях значительной тектонической активности, он характеризуется интенсивным прогибанием дна впадин и более суровым климатом. В работе Н. А. Логачева (1958) первый этап датирован миоценом—ранним плиоценом, а второй — поздним плиоценом—современным временем. Н. А. Флоренсов (1968) выделил предорогенные, или раннеорогенные формации, относящиеся к интервалу верхний олигоцен—нижний плиоцен, и синорогенные, или рифтогенные формации (средний плиоцен—голоцен). Он предложил различать два этапа в развитии байкальской впадины: раннебайкальский и позднебайкальский (небайкальский).

В период раннебайкальского этапа началась перестройка плана и структур «рифтогенных долин», погружение их внутренних частей, слабое поднятие гор по краям, увеличение размеров и глубин озерных бассейнов. В этот период на месте Южного и Среднего Байкала возник крупный озерный бассейн с большим количеством бухт и заливов, отложения которого обнаружены на юго-восточном берегу современного Байкала. Эти отложения содержат богатый комплекс субтропической фауны и флоры и датируются олигоцен-миоценовым временем. В полузамкнутых заливах Прабайкала происходило накопление углестого материала. Во время раннебайкальского этапа происходило постепенное снижение среднегодовых температур, что сказалось на теплолюбивой фауне и флоре. Сток из озера происходил в направлении верховьев р. Лены. В позднем плиоцене формируется сток по системе Иркут—Ангара.

Во время позднебайкальского этапа произошло структурное объединение впадин и Байкальская рифтовая зона приобрела черты единства на всем своем протяжении. В это время происходит образование единого водоема с его тремя впадинами и накопление глубоководных терригенных и диатомовых илов. Формируется современный сток Байкала через Ангару. Тектоническая активность постепенно несколько ослабевает.

Переломный момент в развитии Байкальской рифтовой зоны связан с возникновением контрастного рельефа впадины. Это привело к нарастанию глубин озера и накоплению грубообломочных отложений. Происходило также резкое ухудшение климата, вызвавшее изменение наземной растительности и обеднение органического мира озера, исчезновение в нем субтропических, а затем и преробреальных элементов, возникновение эндемичных видов среди лимнобионтов.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОЗЕРА
И ТЕНДЕНЦИЯ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

Современная экологическая обстановка на Байкале ставит перед исследователями сложную задачу — разработать меры по охране природы и рациональному использованию этого уникального водоема. В настоящее время на берегах Байкала развивается промышленность, завершается строительство БАМа и новых поселков, увеличивается судоходство и туризм, проводится вырубка лесных массивов, что исключительно неблагоприятно сказывается на состоянии водных масс и озера в целом. Особенно отрицательное воздействие на озеро оказывают Байкальский целлюлозный завод (БЦБК) в районе Солзана и Селенгинский целлюлозно-картонный комбинат на Селенге.

Острые дискуссии вокруг этих целлюлозных комбинатов ведутся уже давно и о них неоднократно писалось во многих научных, журнальных и газетных статьях. Наиболее подробно эта проблема изложена в статье Г. И. Галазия (1987), в которой отмечается, что основным источником поступления в Байкал загрязняющих веществ служат сточные воды и выбросы в атмосферу газов и пепла Байкальского целлюлозно-бумажного комбината и предприятий, расположенных в бассейне р. Селенги. Промышленные стоки БЦБК, пройдя сложную систему очистных сооружений, все же сохраняют в виде остаточных загрязнений довольно большое количество вредных и токсических веществ. Устойчивое загрязнение толщи байкальских вод прослеживается по различным компонентам на площади более 50 км² вокруг сбросного коллектора. Волокнистые и другие взвешенные и коллоидные вещества по подводным склонам каньона скатываются на глубину до 250 м. Для предотвращения загрязнения Байкала и его охраны необходимо сохранить такое состояние экосистемы бассейна, при котором могли бы нормально существовать гидробиоценозы, следует также осуществить очистку всех промышленных сточных вод предприятий и бытовых стоков г. Улан-Удэ, разработать мероприятия по охране воздушной среды от загрязнения атмосферными выбросами указанных комбинатов. Предлагается еще ряд мероприятий по сохранению окружающей среды.

Большой вред озеру наносит также и «аграрный пояс» Байкала, охватывающий более 700 сельскохозяйственных объектов. Причем большинство из ферм, складов, мастерских, хранилищ находится в непосредственной близости от рек и речек, питающих своими водами сибирское озеро-море, а стоки животноводческих ферм, мазут, минеральные удобрения выносятся прямо в него. Все это настоятельно требует перевода этих хозяйств на экологически безопасные методы ведения сельского хозяйства.

Усиление процесса поступления биогенных элементов в озеро, вызывающее его эвтрофирование, неизбежно приводит к изменению состава донных осадков, отлагающихся в водоемах. Донные отложения являются одним из основных источников информации о темпах

развития процесса эвтрофирования озер. Известно, что наиболее чувствительным показателем в этом отношении являются геохимические модели подвижности микроэлементов, построение которых основано на использовании парных коэффициентов корреляции между последними. Получены интересные данные о содержании микроэлементов в осадках Байкала (Князева, 1954; Голдырев и др., 1971; Голдырев, 1982).

За последние годы в северной части Байкала, где у мыса Курла возник город Северобайкальск, появился новый очаг загрязнения. Дальнейшее развитие этого города, который может стать крупным промышленным центром, вызывает растущее беспокойство о состоянии Северного Байкала. Лимнологическим институтом СО АН СССР проведены специальные исследования в этом районе. В связи с необходимостью оценить фоновые характеристики антропогенного воздействия на этом участке озера был выбран прибрежный район Байкала между реками Туга и Кичера, непосредственно прилегающий к железнодорожному полотну. Процесс эвтрофирования в северной части озера сопровождается закономерной эволюцией литогенеза. Для осадконакопления в условиях антропогенных изменений здесь характерен, с одной стороны, ряд общих черт в седиментации в условиях естественного эвтрофирования, а с другой — некоторые особенности, обусловленные геохимической спецификой антропогенного фактора (аккумуляция нефтепродуктов, сульфидной пыли, бытовые стоки, сильная эрозия и т. п.), что позволяет обоснованно установить историю и условия протекания эвтрофикации в этой части Байкала.

Антропогенные воздействия на водоем, происходящие в настоящее время, со временем могут нанести большой ущерб Байкалу. Сделано уже довольно много для сохранения этого уникального озера, но предстоит провести еще ряд крупных мероприятий, чтобы стабилизировать обстановку. В 1987 г. ЦК КПСС и Совет Министров СССР приняли постановление «О мерах по обеспечению охраны и рационального использования природных ресурсов бассейна озера Байкал в 1987—1995 гг.». Недавно создан «Фонд Байкала», цель которого — объединить все общественные силы, желающие помочь делу охраны «славного моря». Есть основание полагать, что широкие мероприятия, намеченные за последнее время, приведут к сохранению Байкала и его бассейна.

Глава I

ПРИРОДНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРА

Изучением истории оз. Ханка занимаются Тихоокеанский институт географии, другие институты Дальневосточного отделения Академии наук СССР, а также некоторые геологические и географические организации Владивостока и Хабаровска. Непосредственное участие в сборе и обработке материалов, характеризующих современные, плейстоценовые и неогеновые отложения озера, принимали А. М. Горчаков, В. И. Китаев, М. А. Михайлов, В. Б. Курносов, Л. П. Караулова, В. И. Росликова, М. П. Тарышкина и многие другие, за что им приносится благодарность.

Озеро Ханка находится на Дальнем Востоке, на границе между Советским Союзом и Китаем, и принадлежит к водосборному бассейну Амура. Площадь озера — 4070 км², наибольшая глубина — 6,5 м, средняя абсолютная высота уровня — 69 м. Водосборный бассейн озера площадью 17,5 тыс. км² большей своей частью (97 %) располагается на территории Советского Союза. В прошлом к водосбору Ханки относился также бассейн р. Раздольной, которая теперь впадает в Японское море. Из Ханки вытекает р. Сунгач — приток р. Уссури.

Озеро окружено обширной Ханкайской равниной, которая простирается на севере до места впадения в Уссури р. Мулинхе; восточная ее окраина проходит вдоль подножия хр. Синего (с абс. выс. 600—1000 м), входящего в систему хребта Сихотэ-Алинь; на юге большая часть водораздела бассейна р. Раздольной и оз. Ханка находится в пределах Хорольского мелкогогорья. Лишь бассейн р. Абрамовки, входящей в Ханкайский водосбор, дренирует северную часть Раздольненской депрессии. Западная граница Ханкайской равнины проходит по подножию хр. Пограничного, входящего в систему Восточно-Маньчжурских гор (рис. 58). Для этой части Ханкайского бассейна характерен постепенный переход рельефа от средне- и низкогогорного к мелкогогорному, холмисто-увалистому, а затем к останцово-денудационному и далее к аккумулятивным равнинам. Ханкайская равнина ограничена зоной мелкогогорья, рассеченного на отдельные массивы кайнозойскими палеогенными впадинами (Гродековской, Ретниковской, Журиковской и др.). В этой зоне образовались значительные по мощности коры выветривания и покровный чехол глинисто-щебнистых склоновых отложений. Более низкая зона холмисто-

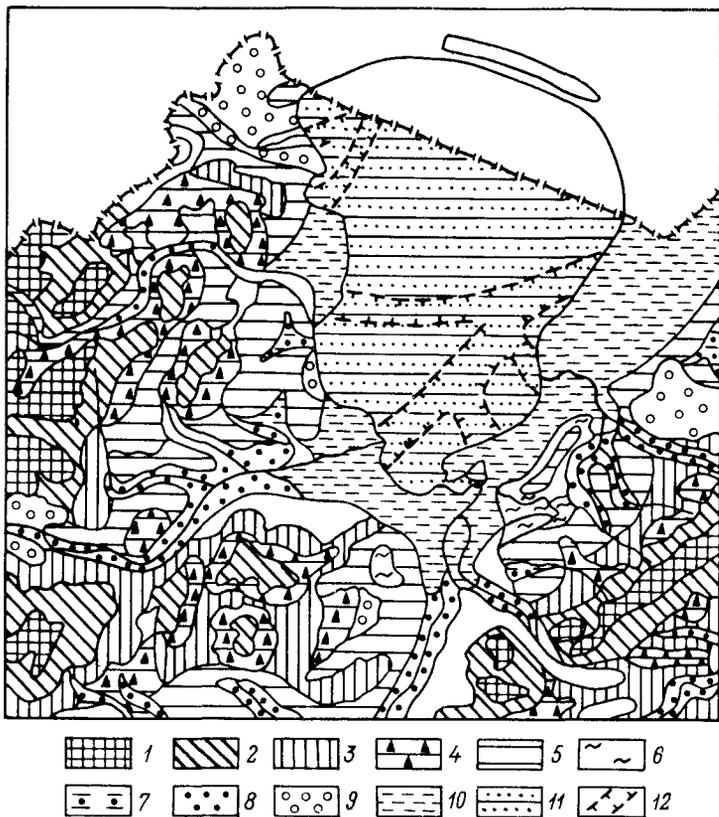


Рис. 58. Геоморфологическое строение Хапкайской котловины и ее обрамления.

1 — низкогорье; 2 — мелкогорье; 3 — плиоценовая поверхность выравнивания; 4 — останцовые массивы с педиментами; 5 — поверхность нижнечетвертичной полигенной аккумуляции; 6 — зона аккумуляции покровных бурых суглинков; 7 — участки аллювиально-балочной аккумуляции; 8 — участки четвертичной аллювиальной аккумуляции и голоценовые дельты; 9 — плиоценовые террасы; 10 — поверхность позднечетвертичной озерной аккумуляции; 11 — поверхность современной озерной аккумуляции; 12 — переуглубленные долины.

увалистого рельефа расположена в пределах Хорольского мелкогорья и у подножия Восточно-Маньчжурских гор. Для этой зоны характерно сочетание отдельных останцовых массивов и разделяющих их денудационных поверхностей («нибесталов»). Широкое развитие мощных кор выветривания в совокупности со слабым эрозионным расчленением привело к формированию на всех элементах рельефа мощного чехла, сложенного глинами и суглинками (Короткий и др., 1972).

Высокая аккумулятивная равнина (абс. отм. 100—120 м), широко развитая в обрамлении озера, сопряжена прежде всего с кайнозойскими тектоническими впадинами (Литоология . . ., 1979). Она возникла в конце плиоцена, когда интенсивный эрозионный врез привел к возникновению террасы с современной высотой уступа 40—60 м (Юг Дальнего Востока, 1972). Широкая полоса останцово-денудаци-

онного рельефа и высокой аккумулятивной равнины прослеживается на южном и западном побережьях озера.

Самой низкой ступенью рельефа является низкая аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина. Вблизи озера ее абс. отм. колеблется в пределах 70—73 м, понижаясь в северной части, в месте слияния рек Уссури и Мулинхе, до 61—62 м. Низкая равнина простирается также вверх по долинам рек, впадающих в озеро. Особенно она широка в нижнем течении рек Илестой и Мельгуновки (до 30—40 км). Возникновение равнины связано с позднечетвертичным этапом аккумуляции, когда уровень озера достиг максимальных для прейсстоена отметок (Литология... 1979; Короткий и др., 1982).

Озеро Ханка вытянуто в меридиональном направлении и имеет овальную форму. Береговая линия его слабо расчленена, особенно в восточной части. При общей ее длине в 309 км на долю изрезанного абразионно-денудационного побережья приходится только 47 км (Короткий и др., 1975). Коэффициент извилистости для северного побережья — 1.01, западного — 1.25, южного и юго-восточного — 1.10. Линь в пределах западного и юго-западного берегов выделяют несколько мысов и полуостровов (п-ов Лузанова Сопка, Стародевичанский, мысы Николаевский, Камень, Белоглиняный и др.) и сопряженных с ними заливов (Лузанов, Малый Ханкайчик, Астраханский, Платоновский).

Водный баланс оз. Ханка приводится по данным наблюдений за 1949—1971 гг. (Васьковский, 1978). Среднегодовой слой атмосферных осадков на поверхность озера составляет 567 мм, формируя 54 % приходной части баланса, остальные 46 % приходится на речной приток, годовой объем которого 1.72 км³. Основная его часть поступает по рекам Илестой (0.78 км³), Комиссаровке (0.34 км³), Мельгуновке (0.32 км³) и Спасовке (0.21 км³). Расходная часть баланса складывается из испарения с поверхности озера (годовой слой 584 мм, или 56 % общих потерь воды) и стока по р. Сунгач (44 %), средний расход которой составляет 51.1 м³/с. Уровневый режим озера определяется многостетными колебаниями атмосферных осадков и положением порога стока в истоках р. Сунгач, высота которого была в последние годы искусственно снижена.

Глава 2

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ОЗЕРНОЙ КОТЛОВИНЫ

Рельеф дна озера

У оз. Ханка сравнительно ровное дно с очень пологим понижением к зоне наибольших глубин, что расположена в северной части. Береговая отмель, в пределах которой развиты подводные валы, по данным М. Г. Васьковского (1978), ограничивается изобатой 1 м. Эта зона, достаточно хорошо выраженная лишь на аккумулятивных побережьях, очень постепенно переходит в дно озера. Выделение подводного склона в интервале глубин 1—3 м возможно лишь на отдельных участках, например в устьях рек, где он описывает

границы подводных дельт. Ширина береговой отмели на аккумулятивных участках побережий достигает 0,5 км и сокращается на участках активной абразии до 80--100 м. Широко развиты плавни, особенно вдоль плоских аккумулятивных берегов. Заросли водной растительности (шириной от 50 до 700 м), представленной тростником обыкновенным, цизанией, осоками, ряской, рдестом, водяным орехом, наибольшего развития достигают на глубинах 0,2--0,7 м.

В средней части озера по линии мыс Платоновский—мыс Лебединский наблюдается пологое поднятие дна с глубинами до 4 м. Есть основания предполагать, что оно представляет собой древний водораздел, разделяющий озерную котловину на северную (продолжение Турьберожской мульды) и южную (продолжение Ильинской и Жариковской мульды). Не исключено, что в недалеком прошлом в пределах этого мелководья находились острова, уничтоженные к настоящему времени абразией. Об этом свидетельствуют находки аркозово-гравийных песков с неокатанными обломками коренных пород и резкое повышение содержания тяжелой фракции за счет граната, энидота и сфена (Короткий, Караулова, 1870; Литология... 1979).

Причины возникновения плейстоценовых озерных бассейнов

Ханкайская котловина представляет собой синклиальный прогиб, в пределах которого на разных этапах кайнозоя возникали озера (Денисов, 1965; Юг Дальнего Востока, 1972; Ивашинников, 1978; Короткий, 1985). Решающую роль при этом играла разная интенсивность аккумуляции аллювия, приводящая к образованию «аллювиальных плотин» (Короткий и др., 1975; Короткий, Павлюткин 1983; Короткий, 1985). Большая скорость осадконакопления наблюдается в речных долинах, дренирующих Сихотэ-Алинь (р. Уссури) и Восточно-Маньчжурские горы (р. Мулинхе). На участке слияния этих рек (район городов Несоаводск и Дальнереченск) она была максимальной для всей депрессии; там уже в нижнем плейстоцене возникла крупная внутренняя аллювиальная дельта. В речных системах южной и западной частей Ханкайского водосбора скорость аккумуляции была гораздо ниже.

Темпы аккумуляции в котловине оз. Ханка оставались значительными до тех пор, пока в него впадала р. Раздольная, отложения которой выполняют палеоврез в долине р. Абрамовки (Павлюткин, 1986). После перестройки речной сети р. Раздольная стала впадать в Японское море, в результате чего резко сократилось поступление обломочного материала в южную часть Ханкайской котловины. Разная интенсивность аккумуляции на севере и юге Уссури-Ханкайской депрессии вызвала в среднем плейстоцене возникновение небольших озер в пределах крупной переуглубленной палеодолины, расположенной на продолжении современных тальвегов рек Мельгуновки и Илистой (Короткий и др., 1980). По мере роста «аллювиальной плотины» на севере депрессии в ее южной части все более расширялся озерный водоем. К концу среднего плейстоцена древнее озеро заняло

всю низину вдоль р. Сунгач и достигло центральной части современного озера, а в долинах рек Ханкайского водосбора возникли заливы. Глубины озера в соответствии с распределением твердого стока увеличивались с севера на юг, что зафиксировано в фациальных комплексах осадков (преобладание на севере озерно-болотных отложений, а на юге — озерных). По мере подъема уровня возник водоем, очертания которого были близки к границам низкой озерной террасы (Короткий, Караулова, 1970; Никольская, 1972; Юг Дальнего Востока, 1972; Ивашильников, 1978; Короткий и др., 1980). Возникновение озер в Ханкайской котловине на разных этапах плейстоцена регулировалось климатической ритмикой. Площадь водоема увеличивалась в эпохи похолоданий и сокращалась в эпохи потеплений (Короткий и др., 1982).

Развитие котловины в дочетвертичное время

В геологическом разрезе высокой аккумулятивной равнины вскрываются три четко выраженные литологические толщи.

I. В основании разреза вскрываются верхнеолигоцен-среднемиоценовые нерасчлененные отложения, сопоставляемые с надеждинской и усть-давыдовской свитами региональной стратиграфической схемы (Ивашильников, 1978). Почти повсеместно в основании залегают базальные конгломераты, выше — ритмичное переслаивание песчаников, алевритов и аргиллитов. В центральных частях отдельных впадин преобладают мелкозернистые озерные осадки. Существование пра-Ханки подтверждается составом диатомовых водорослей.

II. В средней части разреза по обрамлению ханкайской котловины вскрываются белесые аллювиальные пески, галечники и валунники с прослоями туфогенных алевритов, по возрасту относимых к верхнему миоцену — нижнему плиоцену (Денисов, 1965; Юг Дальнего Востока, 1972). Ближе к современной береговой линии и в центре отдельных впадин Уссури-Ханкайской депрессии бурением установлены озерно-аллювиальные (дельтовые фации) и озерные отложения, представленные мелкозернистыми песками и иловатыми глинами. В основании разреза — разнозернистые пески, залегающие с размытом на среднемиоценовых озерных отложениях (Ивашильников, 1978). Не исключено, что озерная трансгрессия достигла максимума в конце этого ритма аккумуляции. Ей соответствуют красноцветные пляжевые галечники и пески, установленные в Турьерогской и Спасской мульдах (Юг Дальнего Востока, 1972). Существует и другая точка зрения, согласно которой разрез верхнего миоцена — нижнего плиоцена во впадинах Уссури-Ханкайской депрессии представлен исключительно аллювиальными фациями (Карасев, 1963).

III. В верхней части разреза высокой аккумулятивной террасы в обрамлении Ханкайской котловины отмечается почти повсеместное развитие толщ красноцветных глин и бурых суглинков, мощность которой увеличивается от 3—5 м (вблизи бровки террасы) до 40 м (в ее шовной части) (рис. 59). Эта толща характерна и для денудационного уровня, где она имеет сходное строение и литологическую

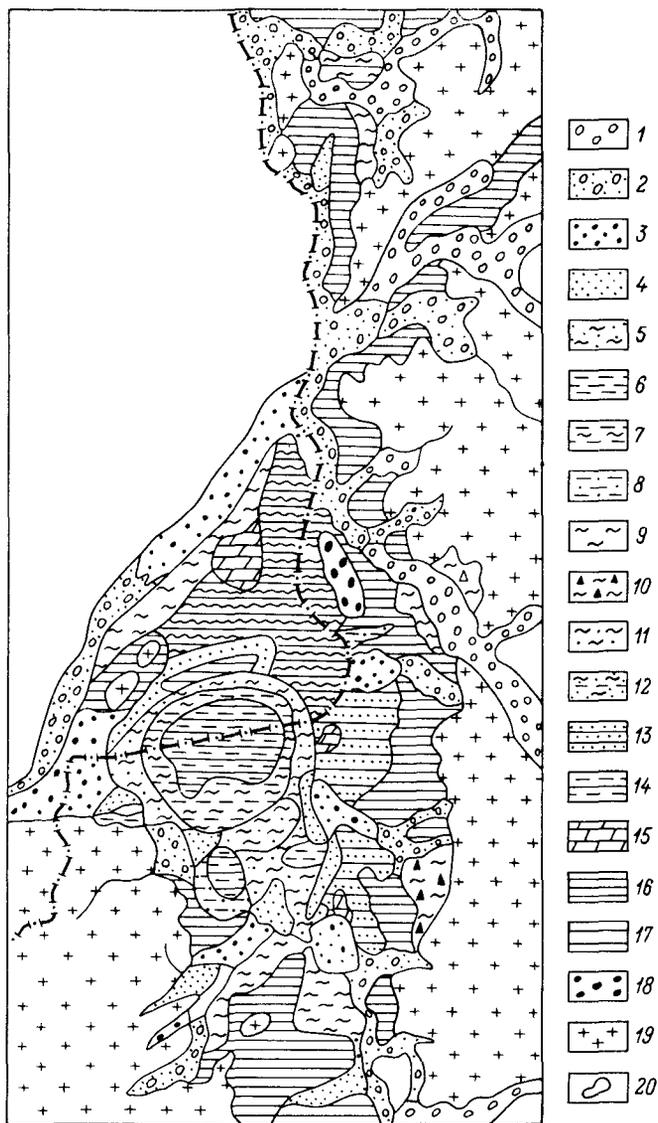


Рис. 59 Схема распределения осадков разной крупности в котловине оз. Ханка и ее обрамлении.

1 — валуно-галечно-песчаные отложения; 2 — галька с песком; 3 — гравий с галькой и песком; 4 — пески; 5 — пески глинистые; 6 — алевриты; 7 — алевриты глинистые; 8 — алевриты песчанистые; 9 — суглинки пойменные; 10 — суглинки щебнистые; 11 — суглинки песчанистые; 12 — супеси глинистые; 13 — глина песчанистая; 14 — глина алевритистая; 15 — глины виваанитовые с органическим веществом; 16 — покровные бурые глины и суглинки; 17 — торф; 18 — древние грубообломочные отложения; 19 — область денудации; 20 — контуры озер.

характеристику. По своим литолого-фаціальным характеристикам она подразделяется на 5 пачек (Короткий, 1983).

1. Пачка красноцветных глин кирпично-красных и ярко-желтых разностей с переслаиванием в основании разреза белесых, охристо-красных и фиолетово-розовых глин; в ее кровле отмечаются ископаемые почвы типа феррисолей. По генезису эта пачка является чаще всего пролювиально-склоновой, а в отдельных разрезах — озерно-аллювиальной (мыс Белоглиняный) или пойменно-аллювиальной (разрез Одарка). Формирование пачки красноцветов происходило в теплоумеренном, но с переменным увлажнением климате, когда во внутриматериковых впадинах получали распространение саванноподобные ландшафты (Юг Дальнего Востока 1972; Короткий, 1983; Павлюткин, 1986).

2. Пачка «шоколадных» глин, по представлениям В. К. Сохина (1972), образует поверхность нижнечетвертичной озерной террасы с абсолютными отметками от 90 до 300 м. Сложена она тяжелыми глинами с высоким содержанием конкреций железа (до 79 % общего состава тяжелой фракции). Минеральный состав глинистой фракции изменяется в зависимости от характера подстилающих (обычно сильно выветрелых) коренных пород: на гранитах — с высоким содержанием гидрослюд (до 40 %) и каолинита (до 30 %), на базальтах — монтмориллонита (до 70 %). Для толщи характерна грубая слоистость за счет разной насыщенности гидроокислами железа и дресвой коренных пород, а также наличия погребенных почв в ее разрезе. Довольно точно следуя характеру кровли элювированных коренных пород, слоистость характеризуется хорошо выраженной инволюцией и морозобойными трещинами (Короткий, 1975; Болиховский, 1978; Павлюткин, 1986).

3. Пестроцветная пачка бурых глин и суглинков приурочена к склонам крупных балочных систем, дренирующих зону холмисто-увалистого рельефа и высокую аккумулятивную террасу. Для нее характерны желтовато-бурый и синевато-бурый цвет с хорошо выраженным пятнистым ожелезнением, грубая параллельная слоистость с наклоном слоев к центру эрозионных систем. В основании пачки встречаются песчаные алевриты и ожелезненные глинистые пески. Вещественный состав толщи свидетельствует о ее формировании как за счет размыва кор выветривания, так и свежих коренных пород. Накопление толщи происходило при резкой изменчивости окислительно-восстановительного потенциала среды, вызываемой, вероятно, колебаниями уровня грунтовых вод в пределах заболоченных ландшафтов в условиях холодного климата, чему соответствует состав почвенных и болотных видов диатомей и «фригидные» комплексы спор и пыльцы. Сильная оглеенность погребенных почв, входящих в состав пестроцветной пачки, по данным В. Ф. Болиховского (1978), связана с их формированием в условиях многолетней мерзлоты.

4. Пачка бурых суглинков местами отмечается на поверхности наиболее уплощенных водоразделов и характеризуется монотонным механическим составом (с преобладанием алевритов). Предполагается

тельно она частично имеет эоловое происхождение (Короткий, 1983; Павлюткин, 1982), на что в тяжелой фракции указывает обилие слюд, пироксенов, амфиболов, а в легкой — кварца и полевых шпатов (независимо от петрографического состава подстилающих пород, даже на базальтах).

5. Пятая пачка, приуроченная к тальвегам балочных систем, сложена серыми и синеvато-серыми алевритами, песчанистыми суглинками с прослоями торфа; в ее основании отмечены линзы косо- и горизонтально-слоистых мелкозернистых песков. Для нее характерно высокое содержание органики, закисного железа и присутствие вивианита. Накопление отложений, фиксируемых на абсолютных высотах от 70—72 м до 100—140 м, происходило преимущественно в условиях холодного климата в слабопроточных системах. Отложения пачки отнесены к балочному аллювию (Короткий, 1970, 1983; Юг Дальнего Востока, 1972).

Сходный литологический комплекс отложений, развитый преимущественно в обрамлении депрессий, широко распространен на юге Дальнего Востока. Генезис этих отложений, известных под названием «толщи бурых глин и суглинков», вызвал длительные споры. Часть исследователей рассматривала эту толщу как озерные осадки, фиксирующие трансгрессии (с амплитудой до 100 м), которые приводили к образованию гигантских озер во всех внутриконтинентальных впадинах юга Дальнего Востока (Берсенеv и др., 1962; Сохин, 1972). В качестве доказательств озерного генезиса толщи приводились большая мощность осадков (до 40 м), выдержанность верхней границы, однородный механический состав. Другая группа исследователей пришла к выводу о полигенном происхождении толщи (Короткий, 1970, 1983; Короткий и др., 1972, 1980; Юг Дальнего Востока, 1972; Болиховский, 1978; Иващинников, 1978; Литология. . . 1979; Павлюткин, 1981, 1982, 1986).

Сравнение основных литологических особенностей проблематичных «озерных» отложений и современных литолого-фациальных комплексов оз. Ханка (Литология. . . 1979) показало следующее.

1. Бурые суглинки в отличие от современных озерных отложений обладают плохо выраженной грубой слоистостью, обусловленной в основном наличием горизонтов погребенных почв и повторяющей поверхности склона и кровлю коренных пород.

2. В разрезе толщи бурых суглинков отсутствуют осадки, которые можно было бы сопоставить с пляжевой и литоральными фациями, прекрасно выраженными в современных озерных отложениях.

3. Изменения гранулометрического состава суглинков и глин хорошо увязываются с особенностями рельефа: более грубые разности наблюдаются в зонах низкогорного и мелкогорного рельефа, более тонкие — в зоне педиментного выравнивания. Более грубодисперсные отложения отмечаются на днищах балок и на склонах вблизи оз. Ханка. Иными словами, гранулометрия свидетельствует об обратной зональности осадков, нетипичной для озер гумидной зоны. Отсутствуют и четкие переходы от одной литологической разности осадков к другой. Следует отметить, что содержание

пелитов в бурых суглинках и глинах значительно выше, чем в озерных отложениях (соответственно 40—60 и 9—20 %).

4. Минералогические ассоциации алевро-псаммитовой фракции красноцветных глин и бурых суглинков отражают состав подстилающих пород; значительное по сравнению с озерными отложениями обогащение устойчивыми минералами, вероятно, связано с тем, что глины и суглинки возникли в результате переработки плиоценовых красноцветных и более древних кор выветривания. Встреченные в бурых суглинках минералы являются локальными, имея радиус перемещения кластогенного материала, по данным А. И. Животовской (1956), от 2 до 6 км. Вещественный состав озерных отложений отражает осредненную минералогию водосборного бассейна (Литология... 1979).

5. В красноцветных глинах и бурых суглинках по сравнению с озерными отложениями отмечено обилие аутигенных минералов — гидроокислов железа и марганца (до 60—90 % общего состава тяжелой фракции). Преобладание красного и бурого цветов у глин и суглинков проблематичной толщи является надежным признаком субаэральной седиментации (Чухров, 1975). Изменение окраски красноцветных глин и суглинков хорошо контролируется положением и возрастом геоморфологических поверхностей: более высокие водоразделы заняты ржаво-бурыми и коричневыми глинами, склоны водоразделов — пестроцветной толщей, днища балочных систем — толщей серых песчаных суглинков. Таким образом, «проблематичную» толщу можно отнести к терригенно-хемогенным осадкам (обломочные + аутигенные материалы), современные озерные — к преимущественно терригенным.

6. В легкой фракции красноцветных глин и суглинков отмечается резкое по сравнению с озерными отложениями преобладание выветрелых и глинисто-слюдистых обломков, а содержание кварца соответствует тому, что в подстилающих породах, и в основном меньше (до 40 %), чем в современных озерных отложениях.

7. Каолин-монтмориллонитовый состав глинистых минералов в красноцветных глинах отражает более глубокую стадию изменения исходных пород по сравнению с озерными осадками. Это вполне объяснимо, если учесть, что современные озерные отложения, для которых характерна пестрота в составе глинистых минералов, формируются в основном за счет размыва умеренно выветрелых и невыветрелых пород в зонах среднегорного и низкогорного рельефов. Для красноцветных глин и суглинков установлена четкая связь состава глинистых минералов с подстилающими породами (корами выветривания) (Животовская, 1956; Болиховский, 1978).

8. В красноцветных глинах и суглинках практически отсутствует рассеянное органическое вещество, а соотношение трех- и двухвалентного железа контрастно. Для озерных отложений оно меняется в пределах от 4 до 8 %, в осадках проблематичной толщи отмечается резкое преобладание Fe_2O_3 .

Все это показывает, что комплекс проблематичных красноцветных глин и суглинков обладает целым рядом признаков, которые сбли-

жают их с покровными отложениями гумидных и семигумидных районов Евразии, расположенных в умеренно теплом климате (Животовская, 1956; Короткий и др., 1972; Чухров, 1975).

Глава 3

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Береговая зона оз. Ханка достаточно четко подразделяется на четыре района (Ивашинников, 1978): 1) Западно-Ханкайский (Турий Рог — с. Астраханка); 2) Южно-Ханкайский (мыс Камень — зал. Тростниковый); 3) Восточно-Ханкайский (зал. Тростниковый — истоки р. Сунгач); 4) Северо-Ханкайский (в пределах Китая). Описание морфологии и динамики берегов оз. Ханка дано по их состоянию на 1969—1974 гг., которым отвечает высокий уровень озера. Последующее снижение уровня, вызванное естественными причинами и усиленное влиянием деятельности человека привели к существенной перестройке процессов в береговой зоне. При выделении отдельных типов берегов принята классификация, сходная с таковой для морских побережий (рис. 60).

Абразионный тип берега, выработанный в коренных породах, развит локально: активные клифы с непронсками (во время высокого уровня воды) или с абразионной платформой (при снижении уровня) отмечаются у мыса Белоглиняного, к югу от пос. Новокачаловска, на северном побережье Платоновского залива и на западном окончании п-ва Лузановой сопки. Слабое распространение абразионных берегов связано с замедлением абразии при достаточно стабильном уровне озера. Кроме того, слабая литификация кайнозойских отложений, широкое развитие кор выветривания и мощных склоновых глинистых отложений способствуют быстрому превращению в абразионно-денудационные.

Для абразионно-денудационного выровненного типа берега, широко распространенного в Западно-Ханкайском районе, характерны достаточно крутой уступ, у подножия которого наблюдается при-слойный пляж или серии вдольбереговых валов, а также расчленение оврагами, логами и балками, что свидетельствует о значительной древности этого типа берега. Его развитие, особенно на первых этапах озерной трансгрессии, сопровождалось крупными оползнями и обвалами. Наиболее значительные древние оползни отмечаются между пос. Турий Рог и мысом Белоглиняным (рис. 61).

Среди абразионных берегов следует отдельно рассмотреть низкие аккумулятивные берега, подвергающиеся в настоящее время интенсивной абразии (низкие абразионно-аккумулятивные берега, по классификации Ю. К. Ивашинникова, 1978). Они достаточно широко распространены в Западно- и Южно-Ханкайском районах и обычно характеризуются активным клифом (высотой от 1.5—2 до 4—5 м) и абразионной платформой, особенно хорошо выраженной на участках размыва глинистых пород (район мыса Камень у с. Астраханка). Этот тип берега особенно свойствен древним аккумулятивным выступам — дельтам, возникшим при снижении уровня озера (или полном

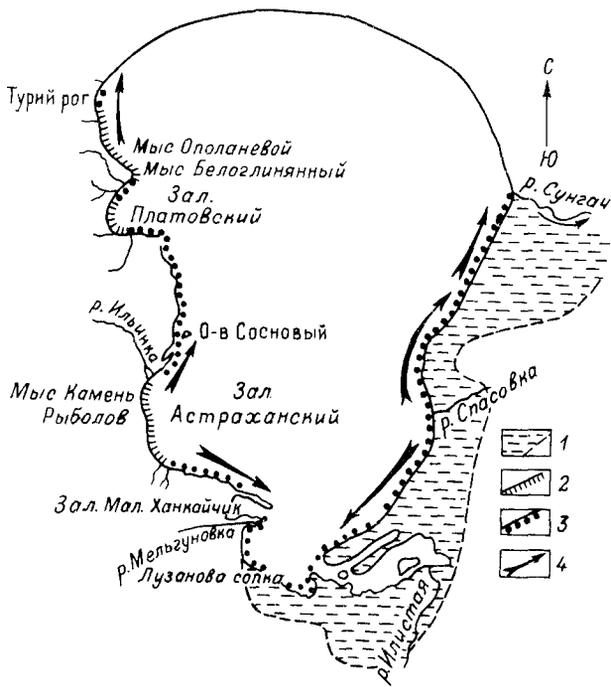


Рис. 60. Морфодинамическая схема берегов оз. Ханка и вдольбереговые потоки наносов.

1 — контуры позднечетвертичной озерно-аллювиальной равнины; 2 — абразионные и абразионно-денудационные берега; 3 — аккумулятивные берега; 4 — вдольбереговые потоки наносов.

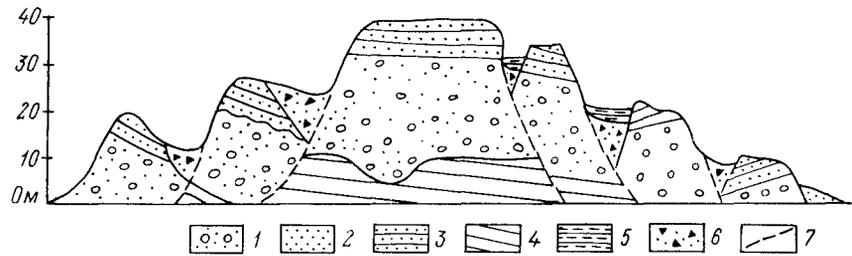


Рис. 61. Геологическое строение абразионно-денудационного уступа на участке развития древних оползней.

1 — галечники с песком; 2 — песок; 3 — красноцветный глинистый песок; 4 — алевролиты; 5 — органогенные глины; 6 — диамиктиты; 7 — зона смещения.

его исчезновении) в устьях рек Комиссаровки, Мельгуновки и Спассовки. Неравномерная скорость абразии приводит к образованию на таких участках побережий абразионно-бухтового типа берега. Так, например, Платоновский залив возник в результате ускоренной абразии древней пролювиально-склоновой толщи, сложенной глинисто-песчаными отложениями. Глины удаляются в виде взвеси,

а небольшое количество песка быстро перемещается на подводный склон. В местах широкого развития песчаных накоплений абразия аккумулятивных форм связана с вывозом песка из пляжевой зоны (Короткий и др., 1975). Разрыв аккумулятивных форм в районе пос. Троицкого и с. Астраханки вызван многолетней эксплуатацией песчаных пляжей. В устье р. Комиссаровки аккумулятивный берег с 1938 по 1970 г. отступил почти на 120 км. Вблизи мыса Камень из-за вывоза песка в 1960—1970 гг. уничтожен участок берега шириной 15—20 м и длиной до 200 м (Литология..., 1979).

Абразия аккумулятивных форм особенно резко усиливается в периоды максимально высокого стояния уровня вод в оз. Ханка. Подъем воды ведет к подтоплению устьев рек, впадающих в озеро, с чем связано уменьшение доли влекомых наносов, поступающих в волноприбойную зону. Снижение уровня озера в 1975—1985 гг. по сравнению с 1972 г. привело к резкому ослаблению абразии.

Аккумулятивные берега преобладают в Восточно- и Северо-Ханкайском районах. Аккумулятивный выровненный тип берега фиксирует существование в береговой зоне значительных по протяженности потоков наносов с избытком влекомого материала. В южной и юго-восточной части побережья преобладают потоки наносов юго-западного и юго-восточных направлений (рис. 60). Их формирование связано с максимальной длиной разгона волны при ветрах северо-западных и северных румбов. К северу от устьев рек Комиссаровки и Спасовки образование вдольбереговых потоков наносов происходит под действием южных и юго-западных ветров. Потоки наносов наблюдаются не только в пляжевой зоне, но и на прибрежных мелководьях, в пределах которых обломочный материал накапливается при понижении уровня озера.

На аккумулятивных выровненных берегах почти повсеместно наблюдается полоса песчаного пляжа шириной до 8—10 и высотой до 1,5 м. Обмеление озера, наблюдающееся в настоящее время, привело к резкому расширению песчаных пляжей и быстрому зарастанию луговой растительностью береговых валов, соответствующих волноприбойной зоне 1970—1972 гг. В пределах более древних участков аккумулятивной равнины (к северу от Лузановой сопки) отмечаются вдольбереговые валы, понижения между которыми заняты болотами.

Аккумулятивные дельтовые берега распространены в устьях рек Мельгуновки и Комиссаровки, выносящих во вдольбереговую зону песчано-галечный материал. Внутренняя часть дельтовой равнины р. Мельгуновки высотой до 2,5—3 м, сложенная с поверхности глинисто-алевролитовым материалом с погребенными почвами, отвечает стадии заполнения осадками залива (12—8 тыс. л. н.). Две другие внешние лопасти, сложенные песком, возникли при более низком уровне озера. Перераспределение наносов при разных его уровнях привело к формированию аккумулятивной дуги на внешнем контуре дельты с образованием залива Малый Ханкайчик.

Аккумулятивно-ингрессионный тип берега сопряжен с устьями рек, несущих мало наносов. В таких устьях образуются заливы,

далеко проникающие в глубь суши. В нижнем течении рек в зонах приустьевых спадов уровней во время паводков возникли глубоко врезаемые эрозионные каналы глубиной до 6—7 м. Поступление обломочного материала с вдольбереговыми потоками паносов (рис. 60) определило блокировку устьевых «эстуариев» и образование крупных дельт, для которых характерны обширные болота и озера (например, в устье р. Илестой).

Аккумулятивно-фитогенный тип берега встречается на низменных заболоченных участках побережья, где абразии подвергаются древние лагуны, озера и болота. В пределах прибрежных мелководий наблюдается широкая полоса водной растительности (плавни). По простиранию береговой линии фитогенные участки включены обычно в состав аккумулятивного выровненного побережья (устье р. Илестой, зал. Малый Ханкайчик, устье р. Малый Сунгач и др.).

Широкое развитие аккумулятивного выровненного берега на востоке и изрезанность абразионно-аккумулятивного на западе озера, по мнению Г. С. Ганешина (1957), связаны прежде всего с медленным поднятием восточного и опусканием западного бережий. По нашему мнению, возможно и другое объяснение геоморфологической асимметрии (Юг Дальнего Востока, 1972; Литология. . ., 1979). На восточном и южном побережьях в котловину озера выносят грубообломочный материал реки с большим объемом твердого стока. За счет этого здесь в позднем плейстоцене и голоцене скопились массы обломочного материала, перемещение которого со вдольбереговыми потоками паносов и привело к образованию обширной аккумулятивной суши. На западном побережье озера, где нет крупных рек (за исключением р. Комиссаровки), наблюдается дефицит рыхлого материала, с чем связана активная абразия. Последняя усиливается тем, что в составе продуктов абразии преобладает глинисто-алевритовый материал, легко удаляемый во взвешенном состоянии из волноприбойной зоны.

Глава 4

ДОШНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Дошние отложения оз. Ханка формируются в основном за счет обломочного материала, во-первых, приносимого реками, во-вторых, образующегося в результате размыва коренных берегов, сложенных слабо литифицированными кайнозойскими отложениями (западное побережье), в-третьих, поставляемого эоловым переносом, особенно значительным в холодные эпохи плейстоцена (Павлюткин, 1982). Помимо этого на озере наблюдается ледовый разнос грубообломочного материала.

Главным поставщиком песчаногалечного материала в оз. Ханка является р. Комиссаровка. Большинство же рек, впадающих в озеро с запада и юго-запада, выносят в водоем песчаные и алевронесчаные осадки. Песчаноглинистые осадки поступают в озеро по рекам Илестой и Спасовке, малые уклоны которых вызывают почти полное осаждение песчаного материала в нижнем их течении.

Вдольбереговые потоки наносов способствуют осреднению структуры озерных осадков на значительных площадях. Это приводит к резкому различию структур аллювия, поступающего в зону литорали, и того, что накапливается здесь. Кроме того, ступенно-нагонные течения нивелируют состав взвесей, в результате чего возникают крупные поля довольно однородных по структуре осадков. Это же способствует и мелководность озера, определяющего его бурность и неоднократную селекцию взвешенного материала, обуславливая уменьшение доли глинистой фракции в осадках озера, за исключением наиболее его глубоководной части (Короткий и др., 1975). Большое значение имеют также колебания уровня озера. Так, наблюдаемые вблизи устьев рек поля грубого материала образовались в эпохи понижения уровня или полного исчезновения озера в среднем голоцене (Короткий и др., 1980).

Литологические типы современных отложений оз. Ханка (рис. 62) выделены на основе подробного визуального описания поверхностного слоя осадков (197 станций) и 105 анализов для глин, алевролитов и песков и 15—для галечников (Литология. . . , 1979).

Галечники (2—10 см) поступают в озеро исключительно в результате абразии и встречены в составе осадков пляжей и сублиторали. По структуре обломочного материала выделяются два типа галечных отложений.

Первый тип галечников, сложенный хорошо окатанными обломками разнообразного вещественного состава, распространен на северо-западном побережье оз. Ханка (севернее м. Белоглиняного), где абразии подвергаются песчано-галечные отложения неогена. Размыв этих отложений водами озера приводит к тому, что здесь пляжевая зона и подводный склон до глубины 2 м сложен галечниками, по структуре и вещественному составу сходными и с плиоценовыми (Литология. . . , 1979). Хорошо окатанные галечники, связанные с размывом плиоценовых отложений, отмечены также в районе пос. Камень-Рыболов.

Второй тип галечников, наблюдаемый в местах абразии древних коренных пород, распространен на участке между мысами Белоглиняным и Камень-Рыболов и в районе Лузановой сонки. На первом участке, где абрадируются сильно выветрелые гранитоиды, образуются плохо окатанные кварц-полевошпатовые галечники и аркозовые пески. На втором, где размываются умеренно выветрелые эффузивы, пляжевая фация сложена хорошо окатанными галечниками. В пределах акватории галечный материал отмечается в качестве примеси к пескам в западной части озера, где в недавнем прошлом, видимо, были выходы сильно выветрелых гранитов на месте междепресссионной перемычки, разделяющей Турьерогскую и Жариковскую мульды.

Пески (0.1—1 мм) среди донных и пляжевых отложений оз. Ханка занимают значительное место (рис. 62). Пляжи и мелководья сложены песками практически на всем протяжении, за исключением отдельных бухт и заливов. Среди песчаных грунтов по соотношению фракции крупнее 0.1 мм с другими фракциями выделяются пески

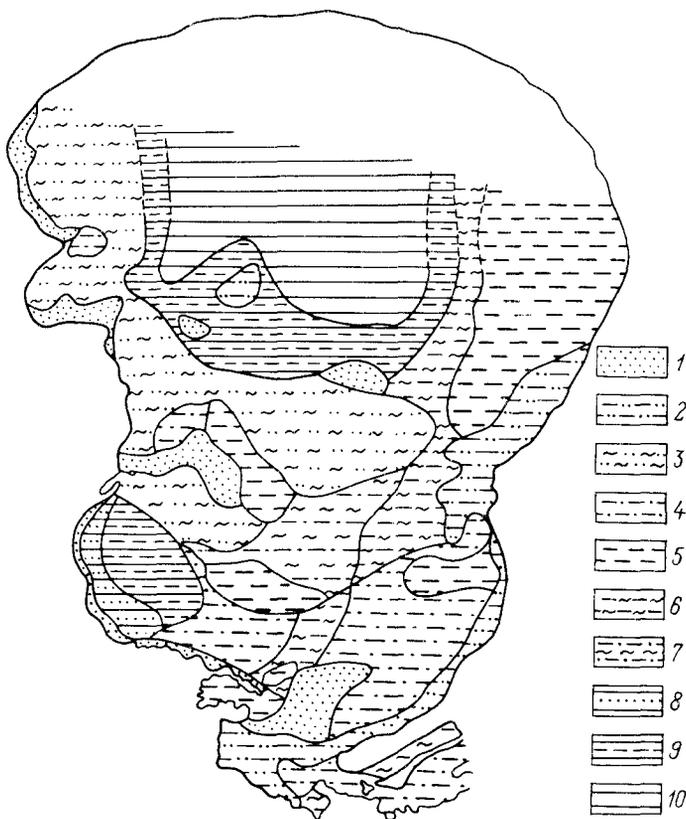


Рис. 62. Распределение современных донных отложений оз. Ханка.

1 — песок; 2 — песок алевритовый; 3 — песок глинистый; 4 — але́врит крупный; 5 — але́врит мелкий; 6 — але́врит глинистый; 7 — але́врит песчано-глинистый; 8 — глина песчанистая; 9 — але́вритовая; 10 — глина.

(80—100 %), пески алевритовые (64—68 %) и глинистые (56—72 %).

В северо-западной части озера в местах размыва отложений неогена пески занимают подчиненное положение среди галечного материала (около 30—50 %). К северу, в районе пос. Турга, пляжи сложены преимущественно песком. Это связано с существованием здесь вдольберегового потока наносов северо-западного направления. Соответственно в этом направлении полоса кварц-полевошпатовых песков расширяется с 10—40 (мыс Белоглиняный) до 80—150 м (пос. Турга).

Южнее мыса Белоглиняного наблюдается крупная абразионная дуга, выработанная в сильно выветрелых гранитоидах, где пляжевые осадки представлены плохо сортированными аркозовыми песками с примесью плохо- и умеренно окатанных обломков гранитов и кварца. Непосредственно к пляжу примыкает на мелководье полоса глинистых песков.

Далее к югу наблюдается крупный выступ аллювиально-дельтовой равнины р. Комиссаровки, имеющей возраст от верхнего плейстоцена до сего времени. В осадках этой равнины на участках, отвечающих позднему плейстоцену, преобладающими в разрезе являются пойменные суглинки и глины. В соответствии с этим на пляже и в зоне мелководья наблюдаются глинистые пески. Аккумулятивный выступ в устье р. Комиссаровки возник за счет аккумуляции аллювия, частично переработанного в зоне литорали. Пляжевые отложения шириной до 140—120 м представлены здесь хорошо сортированными мелкозернистыми песками, а на участках размыва аллювия — среднезернистыми песками с галькой. Выносимый р. Комиссаровкой обломочный материал вдольбереговым потоком северо-северо-восточного направления распространяется вплоть до о-ва Соснового (Короткий и др., 1975).

К югу от устья р. Комиссаровки и до с. Астраханки наблюдается абразионная дуга, выработанная в осадочных породах мела, неогена и сильно выветрелых гранитоидах. Участку размыва неогеновых отложений отвечают хорошо сортированные мелко- и среднезернистые преимущественно кварцевые пески. В зоне абразии гранитов — кварц-полевошпатовые аркозовые пески.

В южной части оз. Ханка на участке от мыса Астраханского и до устья р. Мельгуновки процесс пляжевого осадконакопления подавляется биогенной аккумуляцией. Лишь в районе аванделты Мельгуновки за счет перемещения алевронесчаного материала в юго-восточном направлении возникла песчаная надводная коса, отделившая зал Малый Ханкайчик.

К югу от устья Мельгуновки и до зал. Лузановая Сопка озером размывается древняя озерно-аллювиальная равнина. Возникающая на глинистых породах абразионная площадка перекрыта мало-мощным слоем песка, поступающего с потоком наносов от устья Мельгуновки. Развитию песчаных форм препятствует мощная водная растительность. Аккумулятивный выступ к северу от устья Илистой возник за счет периодического поступления песчаного материала от устья Спасовки (рис. 60), где размывается древнеголоценовая дельта этой реки. Соответственно на этом участке побережья наблюдается чередование песчаных (косы на трассе потоков наносов) и торфяно-илистых осадков (застойные озера и низинные болота). Пляжевые пески здесь слагают узкую полосу, а основная масса хорошо сортированного песка перемещается в зоне литорали.

К северу от устья Спасовки тянется широкая полоса древних пляжевых песков. Современный пляж и полоса литорали сложены хорошо сортированными кварц-полевошпатовыми мелко- и тонкозернистыми песками. Накопление песчаных осадков на востоке и северо-востоке происходило за счет нераспределения обломочного материала вдольбереговыми потоками наносов северного направления.

Песчаные отложения имеют широкое распространение в зоне литорали, где по структуре и минеральному составу весьма сходны с пляжевыми: при сгонно-нагонных явлениях и сейшах они легко переходят в надводные образования. В пределах литорали развиты

подводные песчаные волны, фиксирующие гряды продольного перемещения наносов и участки интенсивной их подачи к береговой линии озера.

Помимо этого песчаные отложения довольно широко распространены и в пределах относительно глубоководной части озера (рис. 62), а также вблизи дельт рек Мельгуновки и Комиссаровки, при этом зона с максимальным содержанием песчаной фракции (до 90 %) там совпадает с древними дельтами этих рек.

В западной части озера, к юго-востоку от мыса Платоновского, выделяется крупное поле, где содержание песчаной фракции составляет 50—70 %. Это поле песчаных плохо сортированных осадков на мелководье (глубины 3—3.5 м) почти делит озеро на две части; длина его с запада на восток составляет около 20 км, а ширина в центральной части озера — около 7—10 км. Почти на всей площади поля осадков встречаются отдельные плохо окатанные мелкие гальки гранитов, а песок представляет собой продукты разрушения коренных пород (гранитоидов). Пятна слабо сортированного аркозового песка на мелководьях отмечены и в северной части озера. Возможно, там в недавнем прошлом существовали острова, сложенные выветрелыми гранитами. На остальной акватории озера содержание песка в донных осадках составляет 10—30, а в северной части — менее 10 %.

Алевриты (0.1—0.010 мм) среди донных отложений оз. Ханка занимают значительное место (рис. 62). В западной и центральной частях озера преобладают крупные их разности, на северо-востоке и на отдельных участках центральной и южной частей озера — мелкие. Наибольшее поле почти чистых алевритов расположено в северо-восточной части озера, примыкающей к истокам р. Сунгач. Здесь наблюдается обширная зона мелководья с серией подводных береговых валов, возникшая за счет аккумуляции обломочного материала, поступающего с юга. Мелководье и усиленный ветровой режим обуславливают сильное взмучивание донных осадков и удаление глинистой фракции с водами р. Сунгач. Алевриты отмечаются также непосредственно против устьев рек Илистой, Спасовки и Мельгуновки. Поля умеренно сортированных алевритов здесь непосредственно примыкают к береговой линии и трассируют зону сброса паводковых вод. Сопутствующие алевритам другие фракции находятся в тесной связи с гидродинамическим режимом рек: для рек Илистой и Спасовки характерны глины (до 20—30 %), а для Мельгуновки — песчаные фракции. К югу от Центрально-Ханкайского мелководья поля алевритов встречены на глубинах менее 6.0 м. Донные отложения здесь характеризуются высокой степенью сортировки и относятся к классу тонких алевритов.

Таким образом, распределение и сортировка алевритов на акватории оз. Ханка хорошо сопоставляются с зонами гидродинамической активности. Наиболее их высокое содержание на северо-востоке озера совпадает с относительно мелководными участками, где ветровое волнение приводит к взвешиванию пелитов и быстрому удалению их со стоком р. Сунгач. Подача тонкого материала в эту часть озера обеспечивается течениями, возникающими летом и ранней

осенью при южных ветрах. Бурность озера в сочетании с его мелководностью способствует широкому распространению алевритов практически по всей акватории озера, за исключением северной котловины (преобладают глины) и Центрально-Ханкайского мелководья (преобладают пески).

Озерные отложения в целом содержат меньше глинистых частиц (< 0.01 мм), чем поступающие в озеро взвешенные наносы рек. Отмечается тесная связь содержания глины в осадках с глубиной водоема (рис. 62). Самое большое поле с содержанием иелитов свыше 70 % наблюдается в северной части озера, где преобладают грубые глины (56 %). Содержание фракции менее 0.001 мм не превышает 20 %. В качестве сопутствующих фракций наблюдаются алевриты (до 19 %) и реже — мелкозернистый песок (до 10 %). Поле с высоким содержанием глины (50—70 %) находится также в Астраханском заливе к югу от устья р. Комиссаровки, которое образовалось за счет выносов этой реки и абразии глинистых кор выветривания: позднелиновеновых красноцветов, а также четвертичных бурых глин и суглинков. Наконец, установлено накопление глин в полузакрытых бухтах и лагунах, почти потерявших связь с озером (бухта Тихая — свыше 65 %, оз. Лotosовое — 55 %, Лузанов залив — 62 % фракции 0.01 мм).

Следует отметить, что в донных грунтах содержание фракции менее 0.001 мм, т. е. тонкодисперсных глин, низкое — не выходящее за пределы 20 % почти на всей площади озера. Лишь в северной, наиболее глубоководной его части, а также против устьев рек Мельгуновки и Комиссаровки и в лагунах оно превышает 30 %. Содержание фракции менее 0.001 мм в донных отложениях оз. Ханка значительно меньше, чем в других крупных озерах гумидной зоны, включая сюда и сильнопроточные водоемы. Так, в донных осадках Онежского озера содержание тонкодисперсных глин составляет 80—85 %, в оз. Ильмень — 77—80 % (Россолимо, 1953).

Озеро Ханка в силу своей мелководности и климатических особенностей по характеру протекающих в нем гидродинамических процессов может быть отождествлено с обширной береговой отмелью с глубинами до 6 м. Волновым перемешиванием охвачена практически вся толща воды, и взмученный тонкодисперсный материал, находясь во взвешенном состоянии, не способен осесть на дно. Устойчивые южные ветры создают систему поверхностных течений, обеспечивающих вынос иелитов в северную часть озера (рис. 60). Высокая динамическая активность водной массы озера максимально усиливает тесноту зависимости между типом донных осадков и рельефом дна, особенно очевидную для песков и крупных алевритов. Так, полосе глубин от 0 до 1.5 м соответствуют разнозернистые пески с гравием и мелкой галькой; от 1.5 до 3.5 м — преобладание мелкозернистых и тонкозернистых осетков с пятнами песчаных алевритов. Если подобные глубины встречены на удалении от берега, то и здесь соответственно наблюдаются более крупные осадки по сравнению с соседними, более глубокими частями озера. На глубинах от 3.5 до 6 м в осадках современного дна господствуют слабонесчаные алевриты

и тонкие их разности. Исключение составляет юго-восточный угол Ханки, где при глубинах до 4 м накапливаются глинистые алевриты. Мелководные заливы, отчлененные от акватории озера косами или плавнями и почти потерявшие связь с основным руслом р. Илийской, служат своеобразными отстойниками, где происходит осаждение алевритоглинистых частиц.

В оз. Ханка ежегодно поступает 146 тыс. т аллювия, приносимого реками, 16 тыс. т продуктов абразии и 4 тыс. т золотого материала, т. е. в целом 166 тыс. т. По р. Сунгач в виде взвешенных наносов из озера выносятся 94,5 тыс. т. Следовательно, в озере каждый год остается 71,5 тыс. т терригенных осадков. При площади зеркала в 4070 км² рассчитанная скорость осадконакопления составляет около 0,01 мм/год. Фактически наблюдаемая скорость осадконакопления на 6-метровой изобате в центре оз. Ханка составила 30 см за 3 тыс. лет, т. е. около 0,1 мм/год (Короткий и др., 1982). Расхождение может быть объяснено как неточностями в балансовой схеме, так и возможным более активным поступлением материала в озеро за счет размыва древних дельт. Вблизи устьев крупных рек и в пляжевой полосе скорости терригенного осадконакопления для последних 3 тыс. лет оцениваются величиной 0,15—0,3 мм/год, а органогенного — около 0,6 мм/год. И все же в сравнении с другими озерами гумидной зоны скорость осадконакопления в оз. Ханка весьма мала.

Незначительная скорость осадконакопления в центральной части озера объясняется его гидродинамическим режимом, т. е., как уже упоминалось, бурностью в сочетании с мелководностью, обуславливающими интенсивное перемешивание воды и постоянное взмучивание осадков. Наибольшая мутность — от 167 г/м² вблизи берега до 145 г/м³ в центре озера — наблюдается при сильных ветрах, в зимний период она постепенно снижается до 6,6—10,7 г/м³.

В мелководных озерах происходит накопление более грубых осадков, чем выносимых рекой взвесей и продуктов разрушения покровных и гипергенных образований. В составе неогеновых озерных отложений Ханкайской котловины очень мало пелитов. Это объясняется слабым их поступлением с залесенных водосборов, взмучиванием донных осадков в мелководных озерах и их транзитным удалением за пределы котловины.

Глава 5

ИСТОРИЯ ОЗЕРА ПО ЗООГЕОГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

История озера по данным об ихтиофауне

В бассейне оз. Ханка зарегистрировано около 60 видов рыб, обитающих как в озере, так и в связанных с ним реках (Никольский, 1956). Для сравнения отметим, что в бассейне Амура, к которому относится и оз. Ханка, встречается немногим более 100 видов рыб.

подавляющая часть видов ханкайских рыб — общая с ихтиофауной других участков бассейна Амура и не специфична для

оз. Ханка. Поэтому рыбное население этого озера может рассматриваться как обедненная часть фауны рыб Амура. Лишь два подвида — голяки Черского *Phoxinus szekanowskii szerski Berg* и ханкайская востробрюшка *Hemiculter leucisculus lucidus (Dybowski)* — являются эндемичными формами, встречающимися в оз. Ханка и впадающих в него реках. Они проникают и в р. Уссури. В Амуре обе формы замещаются близкими подвидами. Такой состав ихтиофауны оз. Ханка свидетельствует о ее тесной генетической связи с фауной рыб Амурского бассейна в целом. Поэтому можно считать, что рыбы оз. Ханка в подавляющей массе — вселенцы из соседних участков Амурского бассейна.

Очень низкий уровень эндемизма ханкайской ихтиофауны свидетельствует об ее относительной молодости. Этот вывод в общем согласуется с историей становления оз. Ханка как самостоятельного водоема. В начале плейстоцена в Ханкайской котловине озера не было. Здесь в это время существовала развитая речная сеть, связанная с бассейном палео-Амура (Короткий и др., 1982; Павлюткин и др., 1986). Озерный водоем возник в среднем плейстоцене, причем размеры озера на протяжении среднего и позднего плейстоцена и голоцена сильно изменялись. В современных границах оз. Ханка сформировалась около 3 тыс. л. н. (Короткий и др., 1982).

Принимая во внимание данные о времени формирования оз. Ханка и длительности его непрерывного существования, можно считать, что история современной ханкайской ихтиофауны восходит к среднему плейстоцену. Именно в этот период в озере начал складываться тот комплекс видов рыб, который обитает в нем и поныне.

Ихтиофауна оз. Ханка формировалась из двух источников. Одним из них служили остатки рыбного населения речных систем, существовавших в ханкайской впадине до формирования озера. Полный список видов рыб этой группы восстановить достаточно сложно. Но вполне вероятно, что современные эндемики ханкайской ихтиофауны (голяки Черского, ханкайская востробрюшка), а также возможно, горбушка *Erythroculter oxycephalus (Bleeker)* представляют собою остатки фауны рыб, населявшей речные системы в раннем плейстоцене. Вторым источником формирования рыбного населения оз. Ханка послужили прилегающие к озеру участки амурского бассейна. Отсюда в озеро проникло большинство обитающих в нем в настоящее время видов рыб.

Таким образом, по отношению к фауне рыб оз. Ханка основная часть бассейна р. Амур играла роль своеобразного резервата, в котором рыбы переживали периоды регрессии озерных водоемов, размещавшихся в Ханкайской впадине, и вновь вселялись сюда при возникновении крупных озер.

История озера по данным о фауне моллюсков

Малакофауна оз. Ханка довольно богата и включает более 50 видов брюхоногих и двустворчатых моллюсков. Основную роль играют лимнофильные формы мягких грунтов. Вторую группу

составляют обитатели прибрежных зарослей — фитофилы — это прежде всего многочисленные представители легочных моллюсков. На прибрежных дугах, затопляемых во время нагонов, также обитает немало видов легочных моллюсков, образующих группу тельматофилов — обитателей временных водоемов. Помимо этих трех основных групп в тех участках озера, которые примыкают к устьям рек, встречаются реофильные виды, предпочитающие жить в условиях относительно быстрого течения и обитающие в основном в реках.

Обращают на себя внимание два существенных факта. Во-первых, все известные из Ханки виды достаточно широко распространены в бассейне Уссури, населяя как русло этой реки, так и многочисленные водоемы речной долины; при этом ханкайские формы никаких заметных отличий от уссурийских не имеют. Во-вторых, среди лимнофилов и реофилов, обитающих в Ханке и Уссури, нет ни одного вида, общего с реками юга Приморья (Раздольной, Артемовкой и др.); напротив, все фитофильные и тельматофильные виды — общие с бассейнами южно-приморских рек. Такая разница объясняется тем, что две последние группы моллюсков могут расселяться, преодолевая водоразделы, тогда как для остальных необходима водная (межбассейновая) связь.

Некоторые ханкайско-уссурийские виды распространяются далеко за пределы бассейна Уссури, а отдельные виды свойственны даже всему бассейну Амура. Тем не менее наблюдается некоторое общее обеднение фауны в направлении от бассейна Уссури (Уссурийская провинция) к участку бассейна Амура, от Бурейского хребта до Богородского (Хабаровская провинция) и далее к низовьям Амура, от Богородского до лимана (Нижнеамурская провинция). Верхняя часть бассейна Амура, выше Бурейского хребта (Аргунь-Зайская провинция) обеднена еще более, что легко объясняется трудностью расселения против течения и более суровым климатом (Старобогатов, 1986).

Из описанных выше фактов следует, во-первых, что оз. Ханка на протяжении довольно длительного времени не соединялось с реками южного Приморья, несмотря на то, что водоразделы, отделяющие их от притоков озера, имеют незначительную высоту. Есть все основания считать, что котловина Ханки в течение всего плейстоцена и позднего плиоцена (а может быть, и более длительный срок) дренировалась системой Уссури. Отсутствие сколь-нибудь заметных различий ханкайских и уссурийских популяций одних и тех же видов свидетельствует о том, что оз. Ханка — водоем сравнительно молодой, и, вероятнее всего, его образование следует датировать плейстоценом или началом голоцена. В этой связи мнение В. В. Никольской (1952) о миоценовом возрасте озера представляется неправоподобным, так как в этом случае в озере образовались бы свои эндемичные виды (как это произошло за тот же или меньший срок в Байкале).

Вероятно, в плиоцене бассейн Амура был населен фауной моллюсков, очень близкой к современной уссурийской. Плейстоценовые похолодания вызывали гибель этой теплолюбивой фауны в северных частях бассейна и оттеснение ее на юг в Ханкайскую котловину.

При плейстоценовых потеплениях и поже, в голоцене, моллюски из этого убежища расселялись вниз по Уссури и далее по Амуру. Поскольку процесс расселения довольно медленный и к тому же ему препятствуют некоторые различия в климатических условиях между югом и севером бассейна, сейчас мы наблюдаем постепенное обеднение фауны к северу и вверх по Амуру.

Глава 6

Основные этапы развития озерной котловины

В пределах Уссури-Ханкайской депрессии, испытавшей устойчивое тектоническое опускание на протяжении всего кайнозоя, выделяется несколько эпох мощных озерных трансгрессий. В раннем и среднем кайнозое (вылоть до позднего миоцена) образование озер было связано с интенсивным погружением в многочисленных небольших тектонических впадинах — мульдах. В них в течение олигоцена и раннего миоцена накопились довольно мощные толщи в разной степени дислоцированных аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных отложений. Самая большая озерная трансгрессия на этом этапе развития впадины произошла в течение раннего и среднего миоцена.

Начиная с позднего миоцена чередовались эпохи озерных трансгрессий и эпохи интенсивного эрозионного расчленения ранее возникших аккумулятивных равнин. В позднем плиоцене произошло наиболее интенсивное расчленение плиоценовой аккумулятивной равнины (Денисов, 1965; Юг Дальнего Востока, 1972; Короткий, Павлюткин, 1984). Чередование эпох эрозии и аккумуляции привело к образованию в позднем кайнозое четко выраженных осадочных ритмов, для которых характерно накопление в первой половине ритма грубообломочного аллювия, во второй половине — более тонкозернистых аллювиально-озерных, озерных и озерно-болотных отложений (рис. 63, см. вкладку). В настоящее время детально изучены осадки, выходящие позднелиоценовые переуглубленные долины. Они вскрыты глубокими скважинами непосредственно в пределах котловины оз. Ханка (Короткий, Караулова, 1970; Короткий и др., 1980; Муратова и др., 1981; Павлюткин, 1986).

К началу плейстоцена в пределах Уссури-Ханкайской впадины сформировалась сеть переуглубленных долин глубиной (относительно поверхности плиоценовой террасы) до 150 м. В результате на месте плиоценовой озерной равнины возникла речная сеть, сток по которой происходил в направлении нижнего течения р. Большой Уссурки.

В раннем плейстоцене сеть магистральных долин была выполнена мощной (до 40—50 м) толщиной аллювиальных (на юге) и аллювиально-болотных (на севере озерной котловины) отложений. Во второй половине раннего плейстоцена (Q_2^1) в северной части Ханкайской котловины отмечается заболачивание, приведшее к накоплению в краевых частях крупных долин и в пределах Уссури-Сучанского междуречья черных виванитовых глин. Наиболее интенсивное

формирование визинных болот (о чем свидетельствуют комплексы диатомей, полученные из черных глин) происходило на правобережье долины р. Сунгач, в бассейне р. Белой и южнее слияния рек Уссури и Мулинхе. Заболачивание было вызвано возникновением «аллювиальной плотины» в месте слияния Уссури и Мулинхе (рис. 58). К началу среднего плейстоцена в центральной и северной частях котловины оз. Ханка возникли отдельные неглубокие озерные водоемы, осадки которых (с соответствующим комплексом диатомей и четко выраженной слоистой текстурой) вскрыты скважинами в среднем течении р. Сунгач и к северу от устья о. Комиссаровки. Ценочка неглубоких озер, где формировались черные вивианитовые глины, существовала и по восточному борту Ханкайской котловины. Однако единого водоема еще не существовало.

Похолоданию среднего плейстоцена (Q_2^2) отвечает первая, достаточно крупная озерная трансгрессия (рис. 64). С ней связано широкое распространение озерных осадков непосредственно в Ханкайской котловине и их появление в разрезах аллювиальных дельт (устья рек Мульгуновки, Иистой, Спасовки). Среднеплейстоценовое озеро было мелководным, о чем свидетельствует преобладание пляжевых и мелководно-озерных (литоральных) отложений, в том числе и в скважинах на акватории современного озера.

В середине среднего плейстоцена (шмаковское время) глубины водоема увеличились до 6—12 м. В результате в пределах всей южной части современной акватории начали отлагаться глинистые осадки с тонкой горизонтальной слоистостью.

В конце среднего плейстоцена озеро обмелело (рис. 64). Появились пористые бурые суглинки (вероятно, пойменные). В результате дальнейшего падения уровня на них сформировался почвенный горизонт, представленный темно-бурыми пятнисто-ожелезненными суглинками с прекрасно выраженными вертикальными отдельностями. Судя по структуре спорово-пыльцевого комплекса из погребенной почвы, регрессия происходила во время второго среднеплейстоценового межледниковья (Q_{II}^2 — сунгачское время). Озеро, вероятно, полностью не исчезало. Сохранялся залив на продолжении переуглубленной долины рек Мельгуновки и Иистой. Вероятно, единый водоем шмаковского времени распался на ряд мелководных озер, соединенных протоками или реками.

Похолодание в конце среднего плейстоцена (Q_{II}^2 — вяземское время) привело к трансгрессии (более высокой, чем в шмаковское время). Единый озерный водоем существовал на всем пространстве от широты г. Лесозаводска и до нижнего течения р. Иистой. Он существенно отличался от современного озера. В северо-западной части современной акватории на продолжении мыса Белоглиняного и к северу от о-ва Соснового сохранялись участки суши, которым в настоящее время соответствуют мелководные банки (до 4 м), сложенные аркозовыми песками с щебнем гранитов (рис. 62).

В устьях наиболее крупных рек существовали заливы, о чем свидетельствуют пачки песков и алевроитов с тонкой горизонтальной слоистостью, вскрытые в устьях Мельгуновки, Иистой и Спасовки.

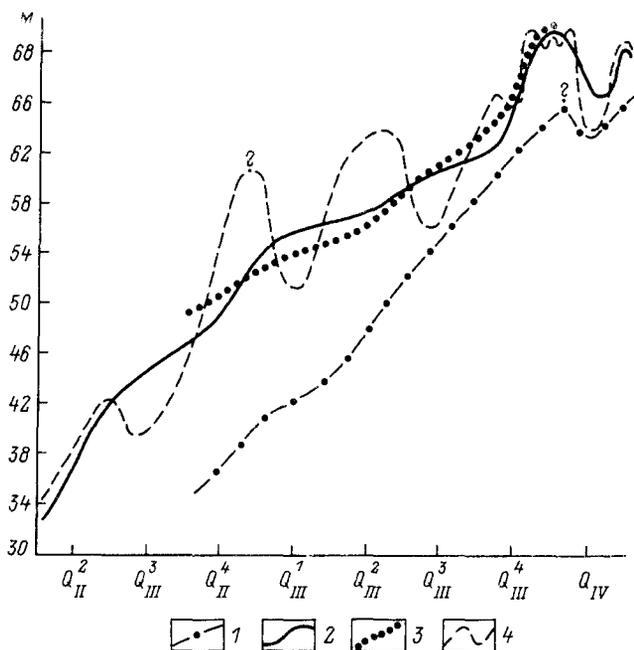


Рис. 64. Положение разновозрастных уровней четвертичной седиментации и кривая колебаний уровня оз. Ханка в плейстоцене.

1-3 — положение кровли и подошвы мезоритмов (1 — скв. 77, акватория озера; 2 — скв. 2-10; 3 — скв. 3-ю, устье р. Мельгуновки; 3 — скв. 10, устье р. Илистой); 4 — кривая колебаний уровня озера.

Обилие тонко рассеянного растительного детрита (вплоть до мелких обломков древесины) и наличие дипочек торфа говорят о мелководности этих заливов и спокойном режиме седиментации. Гранулометрический анализ осадков показал их полное тождество с современными осадками оз. Ханка.

К сожалению, из осадков вяземского горизонта получены лишь единичные, хотя и довольно богатые комплексы диатомей. Встреченные среди них представители рода *Melosira* (*Aulacosira*) свидетельствуют о значительной глубине водоема. Расчет глубины водоема по положению кровли и подошвы вяземского горизонта в центральной и краевой частях Ханкайской котловины дает суммарную величину подъема уровня воды в озере около 12—12.5 м.

К началу рисс-вюрма (находкинское время — Q_{III}^1) озерная трансгрессия достигла своего максимума. Граница между средним плейстоценом и рисс-вюрмом, фиксируемая по изменению спорово-пыльцевых спектров, выявлена в литологически однородной толще. Но вскоре уровень озера снизился и выше озерных отложений образовалась пачка песчанистых осадков, которая накапливалась в пределах прибрежного мелководья. В ней сохранились вертикально ориентированные ожелезненные остатки растений. По составу спорово-пыльцевых спектров эта пачка соответствует концу межлед-

никовья и переходу к ранневюрмскому похолоданию (Караулова, Назаренко, 1972; Короткий и др., 1980).

Сохранилось ли озеро в пределах котловины в течение рисс-вюрма, установить трудно. Даже на акватории озера пока не установлен полный разрез находкинского горизонта, хотя здесь и вскрыты осадки со сиктрами, соответствующими климатическому оптимуму рисс-вюрма (ландшафт широколиственных полидоминантных лесов, в которых существовавшее место занимали *Carpinus cordata*, *Quercus dentata*, а также реликты тургайской флоры *Castanea*, *Fagus*, *Pterocarya*, *Celtis*). Накопление осадков происходило в сильно обмелевшем озере, на что указывают встреченные в этом слое почвенные формы диатомей. Амплитуда снижения уровня озера в рисс-вюрме, определяемая по положению кровли осадков находкинского горизонта, составляла не менее 8 м (рис. 64).

Озерная трансгрессия, начавшаяся в конце рисс-вюрма, достигла своего максимума в лавовское время (Q_{III}^2 — аналог зырянского времени Сибири), которому отвечает значительное похолодание климата. В пределах Уссури-Ханкайской депрессии оно привело к смене полидоминантных широколиственных лесов березово-лиственничными заболоченными ландшафтами (Короткий, Караулова, 1975). Подъем уровня озера на первом этапе трансгрессии был умеренным, о чем говорит довольно значительная абразия ранее сформировавшихся осадков. Об этом же свидетельствует и заметно резкая смена в разрезе илестых осадков (находкинский горизонт — Q_{III}^1) грубозернистыми отложениями (конец рисс-вюрма — начало раннего вюрма). Повышение уровня во время ранневюрмской трансгрессии, определенное по положению кровли лавовского горизонта, составляет 10—12 м (рис. 64).

Перерыв в осадконакоплении в краевых частях озера был характерен для первой половины черноручьинского времени (Q_{III}^3 — средний вюрм — аналог каргинского горизонта Западной Сибири). Он привел к образованию глубинной эрозии в пределах прибрежной равнины и образованию здесь переуглубленных тальвегов, в которых накопились грубозернистые осадки (пески). Перерыв в осадконакоплении зафиксирован и в центральной части озера. Уровень озера снизился на 4—5 м. В северной части Ханкайской котловины в результате образовались обширные низинные болота, в которых накапливались виванитовые глины.

В позднеледниковое время происходила трансгрессия, во время которой впервые за плейстоценовое время уровень оз. Ханка превышал современный на 1,5—2 м. Возник озерный водоем, простиравшийся на север до широты г. Лесозаводска и проникавший по долинам рек Мельгуновки, Илестой и Спасовки на 4—12 км от современного берега озера. Помимо современных рек в озеро впадали: на востоке — р. Белая, а на западе р. Мулинхе, древние дельты которых хорошо прослеживаются в современном рельефе позднечетвертичной озерной террасы. В позднеледниковое время происходило быстрое выдвигание дельт и заполнение возникших в долинах заливов преимущественно песчаным материалом.

Озерный генезис песков и песчаных алевритов доказывается хорошо выраженной в них тонкой горизонтальной слоистостью и наличием остатков малакофауны (*Limnea stagnalis*, *Anadonta woodiana*, по заключению Е. И. Шорникова и Е. П. Семеновой). В составе диатомей отмечены типично озерные формы. Накопление песков происходило в пределах прибрежных мелководий, куда обломочный материал приносился такими реками, как Комиссаровка, Мельгуновка, Спасовка, Белая и, возможно, Мулихе, в бассейнах которых широко развиты коры выветривания на гранитоидах или плиоценовые песчано-галечные отложения. Важным источником песка явились и участки абразии древних кор выветривания и плиоценовых отложений по западному и северо-восточному побережьям озера. Там же, где размывались глинистые толщи (юго-восточное побережье и бассейн р. Илистой), в разрезах озерных позднеледниковых отложений преобладают тонкодисперсные осадки. Накопление песчаной пачки сопровождалось развитием вдольбереговых потоков наносов. Они были особенно активны на восточном и северо-западном побережьях позднеледникового озера, где в рельефе низкой озерной террасы хорошо сохранились древние береговые валы, сложенные песком и частично переработанные ветром. Развитие потоков наносов приводило к отшнуровыванию лагун, в которых накапливались озерно-болотные отложения. В центральной части озера в позднем вьюре происходила аккумуляция песчаных алевритов и глин.

Во время начальной фазы трансгрессии, когда береговая линия располагалась на абсолютных отметках 63—64 м и происходило накопление песчано-гравийно-галечных наносов, существовало озеро глубиной 4—6 м. Далее произошел быстрый подъем уровня (до отметок 70—72 м), который вызвал накопление даже в прибрежной зоне пачки песчаных глин и алевритов. Последующее снижение уровня озера вызвало появление в верхней части этой пачки (абс. отм. 66—67 м) вертикально ориентированных остатков растений и вивипита. Именно в этой части разреза в устье р. Мельгуновки обнаружены бивни мамонта ($15\ 300 \pm 140$ л. п. — Ки-1130) и мощный «пневый горизонт» (*Larix*, *Picea*) на 5 м ниже кровли разреза позднечетвертичной озерной террасы. Снижение уровня озера сопровождалось накоплением типично пляжевых крупнозернистых кварц-полевощпатовых песков. В это время происходило хорошо заметное потепление климата, о чем свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладает пыльца темнохвойных и значительно сокращается доля пыльцы мелколиственных пород (по сравнению с климатическим минимумом позднеледниковья).

Снижение уровня озера, совпавшее с потеплением климата, было непродолжительным. Последовавший подъем уровня озера снова достиг отметок, максимальных для плейстоцена (+72 м). Во время этого подъема на акватории происходило накопление песчаных глин и алевритов, в прибрежной зоне — тонких глин (с содержанием фракции < 0.001 до 40—60 %). Эти различия в седиментации, возможно, связаны с широким «отшнуровыванием» лагун на последних этапах трансгрессии, которые и явились ловушками

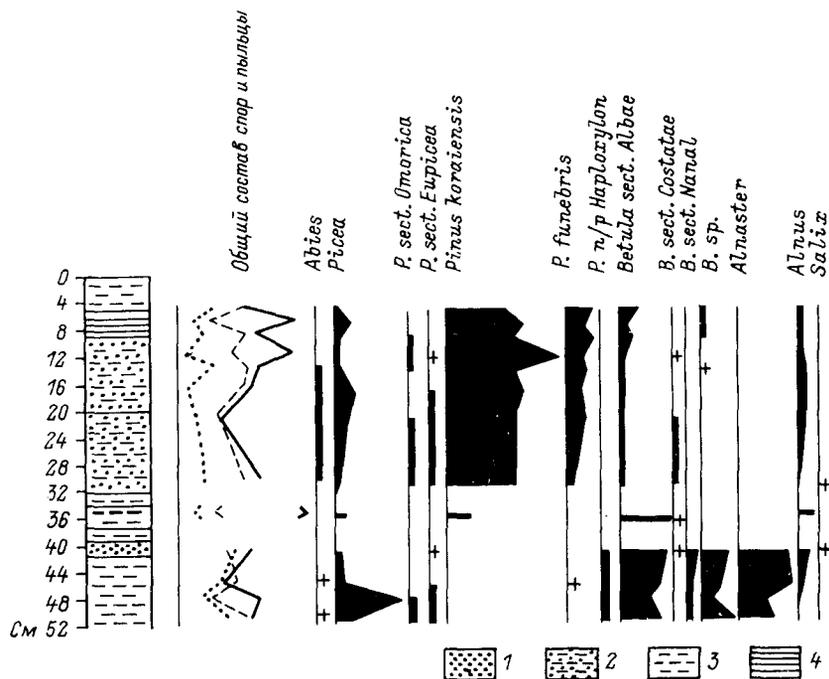


Рис. 65. Спорово-пыльцевая диаграмма скв. 326 (центральная часть акватории оз. Ханка).

1 — песок; 2 — песчанистый алеврит; 3 — алеврит; 4 — глина; 5 — глинистые «окавыши»; 6 — сумма пыльцы древесных и кустарниковых пород; 7 — сумма пыльцы травянистых растений; 8 — сумма спор.

для тонкодисперсных частиц. Аналогичная ситуация наблюдается и теперь на современном восточном, юго-восточном и южном побережьях оз. Ханка.

Последний этап позднеледниковой трансгрессии сопровождался небольшими, но довольно продолжительными спадами и подъемами уровня озера. Спады уровня зафиксированы в разрезе низкой озерной террасы двумя довольно мощными пластами погребенных лугово-болотных почв с хорошо выраженными криотурбациями. По времени возникновения почв отвечает периодическим потеплениям климата конца позднеледниковья. Формирование разделяющего их пласта озерных отложений совпадает со среднедриасовым похолоданием климата (Короткий, 1975).

Понижение уровня озера в аллереде сопровождалось активным разрушением вечной мерзлоты на прибрежной равнине, зафиксированным четко выраженным проявлением солифлюкции и термокарста в верхней погребенной почве. Начавшееся в аллереде снижение уровня озера явилось предвестником голоценовой регрессии. В это время происходит быстрое выдвигание аллювиальных дельт и перекрытие озерных отложений почвы пойменными суглинками. Зафикси-

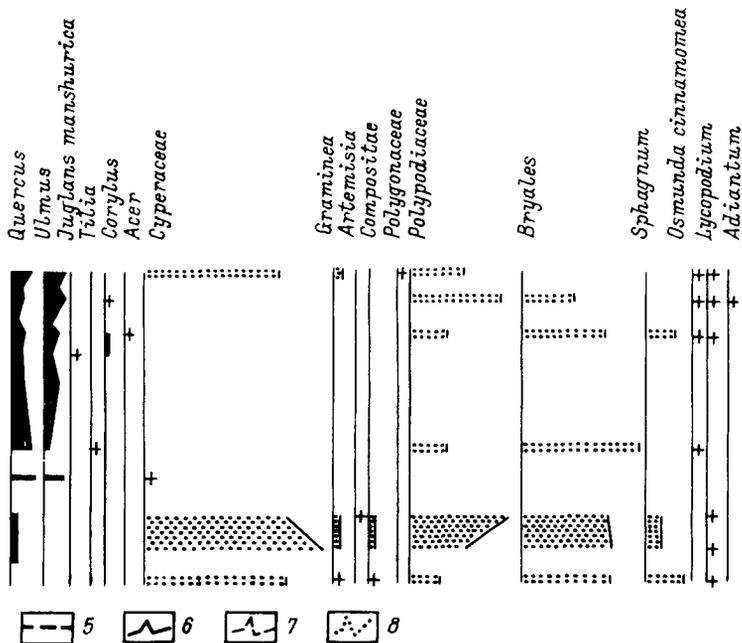


Рис. 65 (продолжение).

рованные в этих суглинках морозобойные трещины предположительно связаны с позднедриасовым похолоданием климата, четко выраженным на юге Дальнего Востока (Караулова, 1974; Короткий, Караулова, 1975).

В котловине оз. Ханка водоем в современных его границах существует лишь последние три тысячи лет. В осадках оз. Ханка, даже в его более глубоководной северной котловине, установлен хорошо выраженный стратиграфический перерыв. Так, в колонке озерных осадков (мощностью 0,54 м), взятых трубкой ГОИН в наиболее глубокой части озера (скв. 326), вскрыт двуслойный разрез (Короткий, Караулова, 1975). На отложениях аллерёда и позднего дриаса залегают субатлантические отложения (рис. 65). Это свидетельствует о перерыве в осадконакоплении, связанном с обмелением или даже кратковременным полным исчезновением озера. Снижение уровня во время голоценовой регрессии относительно максимального уровня в позднем плейстоцене достигало 6—8 м. Регрессия вызвала врезание в нижнем течении рек, впадающих в оз. Ханка, на глубину до 4—7 м (рис. 66). В нижнем течении р. Иистой образовался переуглубленный до 8 м тальвег, который был затем выполнен осадками среднего и позднего голоцена.

На акватории современного озера против устьев рек Спасовки, Мельгуновки и Комиссаровки до глубин 3—4 м вскрыты поля плохо и умеренно сортированных глинистых песков с гравием

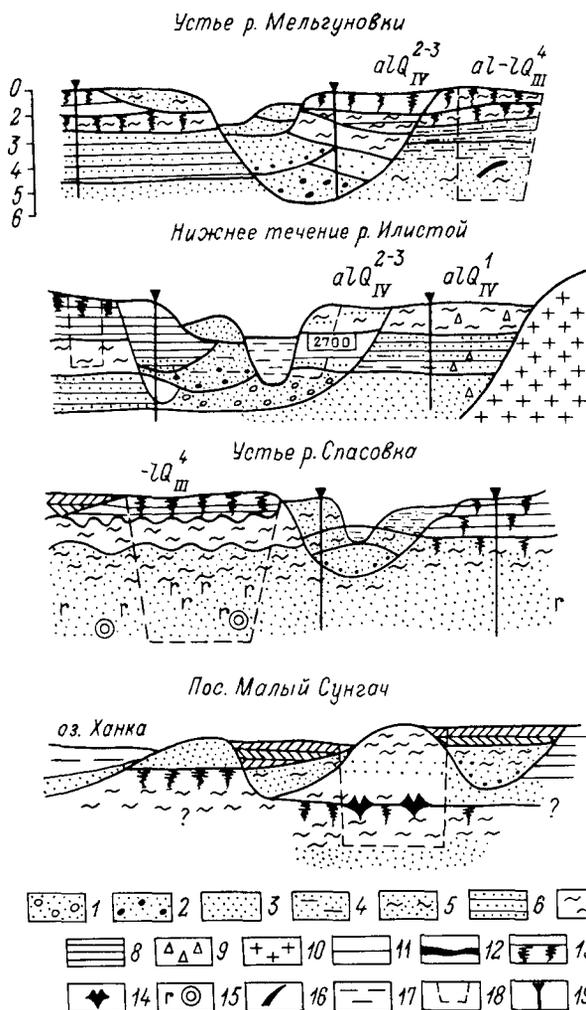


Рис. 66. Соотношение верхнечетвертичных и голоценовых отложений в обрамлении оз. Ханка.

1 - песок с галькой; 2 - песок с гравием; 3 - песок; 4 - песок глинистый; 5 - суглинок песчаный; 6 - глина песчаная; 7 - суглинок; 8 - глина; 9 - щебни; 10 - коренные породы; 11 - торф; 12 - криотурбации; 13 - почвы; 14 - «певчий» горизонт; 15 - остатки древесины и травянистых растений; 16 - бивни мамонта; 17 - вода; 18 - карьеры и расчистки; 19 - скважины.

и галькой (Короткий и др., 1975). По своим литологическим характеристикам эти осадки сходны с аллювием этих рек. Поля песчаного материала, вероятно, являются дельтами, образовавшимися в период регрессии озера.

Начало современной трансгрессии оз. Ханка пока не имеет точной временной привязки. Отсутствие атлантических и суббореальных озерных осадков на глубинах до 4—5 м дает основание предполагать,

что быстрый подъем уровня озера начался в конце суббореала — начале субатлантики. Вероятно, это повышение было достаточно быстрым: отмечается почти одновременное формирование верхней пачки как озерных, так и болотных отложений в ближайшем обрамлении озера.

Подъему уровня озера соответствует активная аккумуляция в речных долинах. К концу суббореального времени уровень аккумуляции в долинах рек Илистой, Спасовки и Мельгуновки был близок к современному, что подтверждается ^{14}C — датами, полученными для основания высокой поймы (2350 ± 50 — МАГ-332; 2750 ± 50 — МАГ-333). К настоящему времени уровень аккумуляции в речных долинах достиг поверхности позднечетвертичной террасы, в результате чего в краевых частях речных долин отмечено «наползание» современного аллювия на поверхность древней озерной террасы (реки Мельгуновка и Илистая). Трансгрессия вызвала также образование огромных болот по восточному и северному обрамлениям озера. Произошло интенсивное заболачивание Уссури-Сунгачского междуречья.

Накопление озерных и озерно-болотных отложений в Уссури-Ханкайской депрессии тесно связано с климатической ритмикой позднего кайнозоя. Для четвертичного времени очевидна связь трансгрессий с похолоданиями климата, а регрессий — с теплыми климатическими эпохами (рис. 64). Уровень озера определялся не изменениями увлажненности, а условиями седиментации. Значительные подъемы уровня (до 10—12 м) определялись интенсивной аккумуляцией в месте слияния рек Мулинхе и Уссури и усилением «плотинного эффекта». Именно поэтому мощности «холодных» пачек аллювия в долине р. Уссури хорошо коррелируются с высотой трансгрессий оз. Ханка. Сокращение амплитуды колебания уровня озера от среднего плейстоцена к позднеледниковью обусловлено прежде всего заполнением озерной котловины обломочным материалом. В результате повышения уровня аккумуляции площадь озера в эпохи трансгрессий позднего плейстоцена увеличивалась, а амплитуда уменьшалась. Соотношение современных отметок дна озера (+61 м) и уровня «аллювиальной плотины» в долине р. Уссури (+64 м) исключает возможность большого повышения уровня озера.

Регрессии оз. Ханка связаны с усилением эрозии и уменьшением аккумуляции в долине р. Уссури. В четвертичное время потепления сопровождалась увеличением атмосферных осадков и стока. Связь между значительными потеплениями в плейстоцене и развитием эрозионных процессов хорошо подтверждается анализом соотношения «теплых» и «холодных» пачек аллювия в речных долинах Уссури-Ханкайской равнины. Прекращение интенсивной аккумуляции и оживление эрозии в долине р. Уссури (глубина вреза в голоцене до 3—5 м) вызвало значительное увеличение среднего уклона р. Сунгач, в долине которой также усиливались эрозионные процессы. Уменьшение высоты порога стока озера приводило к резкому увеличению стока из него. По нашим расчетам, при увеличении среднегодовых расходов р. Сунгач до $100 \text{ м}^3/\text{с}$ (в настоящее время они

составляют $51 \text{ м}^3/\text{с}$) уровень озера понизится на 4 – 6 м по сравнению с современным уровнем за 12 – 15 лет.

Именно по этой причине в начале голоцена произошла быстрая регрессия озера — оно сильно уменьшилось по площади, а может быть, даже исчезло совсем. Подобным же образом происходили и другие регрессии при переходе от холодных и относительно засушливых к теплым и влажным эпохам плейстоцена.

Учет роли «аллювиальной плотины» в долине р. Сунгач, вытекающей из оз. Ханка, позволил объяснить кажущуюся парадоксальной ситуацию: повышение уровня озера при усилении относительной засушливости климата и понижение при его повлажнении.

ПАМЯТИ ДМИТРИЯ ДМИТРИЕВИЧА КВАСОВА

Очередной том «Истории озер СССР», посвященный большим озерам гумидной зоны страны, выходит в свет, когда инициатора, редактора и основного автора этой монографической серии — видного советского географа, ведущего научного сотрудника Института озероведения АН СССР доктора географических наук Дмитрия Дмитриевича Квасова — уже нет среди нас. Он скончался 26 августа 1989 г. в Коктебеле на 58-м году жизни. Ушел из жизни талантливый ученый необычайно широкого круга интересов и научного кругозора, крупный исследователь в области палеогеографии, замечательный знаток многих озерных районов СССР.

Д. Д. Квасов родился в Ленинграде 20 июля 1932 г.; воспитывался в семье деда — выдающегося отечественного натуралиста и географа академика Л. С. Берга. В 1954 г. он окончил географический факультет Ленинградского государственного университета по специальности «гидрология суши». В 1958 г., вскоре после окончания аспирантуры, успешно защитил кандидатскую диссертацию.

Научная деятельность Д. Д. Квасова протекала в Лаборатории аэрометодов Мингео СССР, Ленинградском отделении Института океанологии, Лаборатории (затем Институте) озероведения АН СССР. Здесь в круг его научных интересов вошли проблемы геологической истории морских и озерных бассейнов Евразии (Балтийское, Каспийское, Черное и Аральское моря; озера Балхаш, Иссык-Куль, Байкал). Палеогеографические реконструкции этих водных бассейнов легли в основу его докторской диссертации, защищенной в 1974 г. Вскоре был опубликован получивший наибольшую известность его монографический труд «Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы» (1975 г.), после некоторого сокращения и доработки изданный также в Финляндии (1979 г.).

В 70—80-х годах Д. Д. Квасов публикует большое число оригинальных теоретических работ о климатической природе плейстоценовых оледенений и эволюции Скандинавского, Баренцева, Канадского и Антарктического ледниковых щитов, их влияния на рельеф и ландшафты Земли.

С 1983 г., уже в качестве сотрудника Института озероведения, Д. Д. Квасов возглавил работы по созданию монографической серии

«История озер СССР». Помимо общего редактирования первых пяти томов серии он осуществил непосредственную подготовку и составление первого (Методы изучения озер) и четвертого (Озера Ладожское, Онежское, Псковско-Чудское, Байкал и Ханко) томов. Весомое авторское участие Д. Д. Квасов принял и в составлении пятого тома, посвященного крупным озерам аридной зоны СССР. В его замыслах оставался специальный том об озерах страны в плейстоцене.

Неру Д. Д. Квасова принадлежит также обширный цикл работ по методологии и истории отечественного естествознания. Им подготовлен к печати и снабжен предисловием широкоизвестный труд Л. С. Берга «Номогенез», новое издание которого («Труды по теории эволюции») при поддержке передовых ученых страны удалось осуществить в 1977 г. Анализу деятельности и научного наследия деда посвящена и его последняя (написанная в соавторстве с В. А. Исаченковым) книга «Л. С. Берг» (1988 г.). Публикации того же цикла осветили различные стороны творческой деятельности и других замечательных естествоиспытателей и мыслителей, в числе которых П. А. Кропоткин, В. И. Вернадский и С. И. Вавилов.

Д. Д. Квасов был активным участником множества международных и всесоюзных конгрессов, съездов и совещаний по различным проблемам геологии, гляциологии и океанологии. По его инициативе и при активном участии были организованы привлекшие внимание научной общественности всесоюзные симпозиумы по истории озер СССР, первый из которых состоялся в Ленинграде в 1965 г., восьмой — в Минске в 1989 г.

Д. Д. Квасов вел большую научно-организационную работу в качестве председателя Гидрологической комиссии Географического общества СССР и члена его Ученого Совета.

Светлая память о Дмитрии Дмитриевиче Квасове навсегда останется в сердцах его коллег и товарищей.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова С. А. Палинологические исследования донных отложений Онежского озера // Материалы II симпози. по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967. С. 7-9.
- Абрамова С. А. Палинологические исследования отложений Новенецкого залива // Предварительные результаты работ комплексной экспедиции по исследованию Онежского озера. Петрозаводск, 1969. Вып. 3. С. 104-107.
- Абрамова С. А., Давыдова Н. Н. К палеолимнологии Ладожского озера // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1966. Т. 98, № 1. С. 19-25.
- Абрамова С. А., Давыдова Н. Н., Квасов Д. Д. История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевому и диатомовому анализам // История озер Северо-Запада. Л., 1967а. С. 113-132.
- Абрамова С. А., Давыдова Н. Н., Квасов Д. Д. О восточных пределах распространения пребореального йольдиевого моря // Baltica, 1967б. 3. С. 11-22.
- Абрамова С. А., Хомутова В. П. Палинологические исследования донных отложений Онежского озера // Палинология голоцена и маринопалинология. М., 1973. С. 27-33.
- Адаменко О. М., Белова В. А., Попова С. М. и др. Биостратиграфия верхнеплейстоценовых отложений Тункинской впадины // Геология и геофизика, 1975, № 6. С. 78-84.
- Адаменко О. М., Адаменко Р. С., Белова В. А. О возрасте молассовых толщ Байкальской рифтовой зоны по фауне мелких млекопитающих // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозой в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, 1984. С. 189-193.
- Александров Б. М. Схема биоценозов Онежского озера // Гидробиологические исследования. Тарту, 1962. Т. 3. С. 181-186.
- Александров Б. М. Двусторчатые моллюски озер Карелии // Фауна озер Карелии. М.: Л., 1965. С. 96-110.
- Александров Б. М. Об изучении состава донной фауны Онежского озера // Предварительные результаты работ комплексной экспедиции по исследованию Онежского озера. Петрозаводск, 1968а. Вып. 3. С. 37-89.
- Александров Б. М. О раках Карелии // Тр. Карельского отд. Гос. ИИОРХ. 1968. Т. 4. Вып. 3. С. 188-209.
- Амантов А. В., Спиридионов М. А. Геология Ладожского озера // Сов. геология, 1989. № 4. С. 83-86.
- Базаров Д. Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск, 1986. 181 с.
- Базаров Д. Б., Будаев Р. Ц., Калмыков Н. П. О возрасте плейстоценовых террас северо-западного побережья оз. Байкал // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск, 1982. С. 155-157.
- Базаров Д. Б., Ербаева М. А., Резанов И. Н. Геология и фауна озерных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М., 1976. 148 с.
- Базаров Д. Б., Иметхенов А. Б., Резанов И. Н. О плейстоцен-четвертичных отложениях и геоморфологическом строении юго-восточного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ, 1974. С. 136-143.
- Базикалова А. Я. Каспийские элементы в фауне амфинод Байкала // Тр. Байкальской лимнол. станции, 1940. Т. 10. С. 357-368.

- Бекман М. Ю. Биология *Gammurus lacustris* Sars прибайкальских водоемов // Тр. Байкальск. лимнол. ст. 1954. Т. 14. С. 263—311.
- Бекман М. Ю., Старобогатов Я. И. Байкальские глубоководные моллюски и родственные им формы // Новое о фауне Байкала. Новосибирск, 1975. Ч. 1. С. 92—111.
- Белова В. А. История развития растительности котловины Байкальской рифтовой зоны в позднем кайнозое. М., 1975. 142 с.
- Белова В. А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск, 1985. 158 с.
- Белова В. А., Ендрихицкий А. С. Палинологическое обоснование стратиграфии неогеновых отложений Байкальской рифтовой зоны // Палеопалинология Сибири. М., 1980. С. 84—92.
- Берг Л. С. О предпологаемых морских элементах в фауне и флоре Байкала // Изв. АН СССР. Сер. мат. и естеств. наук. 1934. № 7. С. 25—31.
- Берг Л. С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран. М.; Л., 1949. Ч. 3. С. 929—1381.
- Берсеев И. И., Морозова В. Ф., Салун С. А. Новые данные по стратиграфии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных четвертичных отложений Приморья и Среднего Приуралья // Сов. геология. 1962. № 9. С. 78—86.
- Берсеев И. И., Сохин В. К. Четвертичные отложения // Геология СССР. М., 1969. Т. 32, ч. 1. С. 373—395.
- Бирштейн Я. А. Пресноводные ослики (*Asellota*). М.; Л., 1951. 143 с.
- Бирштейн Я. А., Виноградов Л. Г. Пресноводные *Decapoda* СССР и их географическое распространение // Зоол. журн. 1933. Т. 13, вып. 1. С. 39—70.
- Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 308 с.
- Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 73 с.
- Болдиковский В. Ф. Искапаемые почвы и генезис покровных бурых суглинков Южного Приморья // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. Владивосток, 1978. С. 76—80.
- Бэр К. Э. Отчеты начальника комиссии, исследовавшей рыболовство в Чудском озере и Байкальском море: Седьмой отчет // Исследования о состоянии рыболовства в России. СПб., 1860. Т. 1. 97 с.
- Валлиер Л. А., Желнин Г. А. Новая карта изобаз территории ЭССР // Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975. С. 48—57.
- Васильковский М. Г. Гидрологический режим озера Ханка. Л., 1978. 176 с.
- Вахер Р. Современная структура поверхности фундамента Эстонии // Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. 1972. Т. 21. № 3. С. 236—244.
- Вахер Р. М. Тектоника фосфоритно-сланцевого бассейна северо-восточной Эстонии. Минск, 1983. 22 с.
- Венус Б. Г., Линьков А. Г., Тырин А. К. Геолого-геоморфологическое строение дна Онежского озера по данным геоакустического зондирования // Вестн. ЛГУ. 1966. № 24. С. 110—116.
- Верещагин Г. Ю. Происхождение и истории Байкала, его фауны и флоры // Тр. Байкальской лимнол. станции. 1940. Т. 10. С. 73—240.
- Верещагин Г. Ю. Байкал. Иркутск, 1947. 168 с.
- Виннер Н. Б. Взаимоотношения леса и степи в горных условиях юго-восточного Забайкалья // Ботан. журн. 1968. Т. 53, № 4. С. 491—504.
- Вислоух С., Кольбе Р. Материалы по диатомовым Онежского и Ладожского озер. Л., 1927. 76 с.
- Волосович К. А. Петрозаводский морской пшеницен // Материалы для геологии России. СПб., 1908. Т. 23, вып. 2. С. 297—318.
- Воробьева Г. А., Мац В. Д., Шимарева М. К. Пшеницен - эполейстоценовое почвообразование на Байкале // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 20—28.
- Вхристюк Л. А. Органическое вещество донных осадков Байкала. Новосибирск, 1980. 80 с.
- Галазий Г. И. Рациональное использование и охрана природных ресурсов Байкала // Путь познания Байкала. Новосибирск, 1987. С. 275—293.
- Галкин В. М. К вопросу о характере оледенения на побережье оз. Байкал //

- Материалы по геологии мезокайнозойских отложений Восточной Сибири. Иркутск, 1961. Вып. 3. С. 50–59.
- Гавешин Г. С. Геоморфология Приморья. Л., 1957. 135 с.
- Гельмерсен Г. П. Чудское озеро в верховье реки Наровы. СПб, 1865. 85 с.
- Геология СССР. М., 1971. Т. 1. 504 с.
- Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М., 1979. 201 с.
- Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области) / Отв. ред. Д. Б. Малаховский, К. К. Марков. Л., 1969. 256 с.
- Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Д. Б. Базаров, П. Н. Резанов, Р. Ц. Будаев и др. М., 1981. 197 с.
- Герд С. В. Обзор гидробиологических исследований озер Карелии // Тр. Карело-Финск. отд. ВНИОРН. 1946. Т. 2. С. 27–130.
- Герд С. В. Биоценозы бентоса больших озер Карелии // Тр. Карело-Финск. унив. 1949. Т. 4. С. 1–197.
- Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск, 1982. 182 с.
- Голдырев Г. С., Выхристюк Л. А. Дошние отложения Северного и Среднего Байкала // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., 1968. С. 98–124.
- Голдырев Г. С., Выхристюк Л. А., Назо Ф. П. Дошние отложения авансделья р. Селенги // Лимнология придельтовых пространств Байкала. Л., 1971. С. 43–64.
- Гордеев О. Н. Реликтовые ракообразные озер Карелии. Петрозаводск, 1949. 15 с.
- Гордеев О. Н. Высшие ракообразные озер Карелии // Фауна озер Карелии: Беспозвоночные. М.: Л., 1965. С. 153–171.
- Горецкий Г. П. Карельское межледниковое море // Вопросы географии. М., 1949. Сб. 12. С. 97–132.
- Горецкий Г. П. Доказано ли существование Онежско-Беломорского позднеледникового соединения? // Изв. Весоюз. геогр. о-ва. 1951. Т. 83, вып. 2. С. 186–193.
- Гримм О. А. К познанию фауны Балтийского моря и истории его возникновения // Тр. С.-Петербург. о-ва естествоиспыт. 1877. Т. 8. С. 107–138.
- Гурьян Н. П. Стратиграфические особенности неолитического поселения Устьрыбежко в связи с геологическими данными юго-восточного Приладожья // Материалы Весоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М., 1961. Т. 1. С. 483–492.
- Давыдова Н. П. К характеристике диатомовых водорослей дошних отложений Ладожского озера // Ботан. журн. 1961. Т. 46, № 5. С. 722–726.
- Давыдова Н. П. Палеолимнология Ладоги в поздние и последнеледниковое время по данным диатомового анализа // Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965. С. 111–114.
- Давыдова Н. П. Диатомовая флора голоценовых отложений Ладожского озера / Исследуемые диатомовые водоросли СССР. М., 1968. С. 97–102.
- Давыдова Н. П. Комплексы диатомей в дошних отложениях Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 130–158.
- Давыдова Н. П. Диатомовые водоросли в колонках дошних отложений Псковско-Чудского озера // Дошние отложения Псковско-Чудского озера. Таллинн, 1981. С. 74–81.
- Давыдова Н. П. Диатомовые водоросли — индикаторы экологических условий водоёма в голоцене. Л., 1985. 244 с.
- Давыдова Н. П., Рыбалко А. Е., Спирidonov М. А., Субетто Д. А. Новые данные по стратиграфии дошних отложений Ладожского озера // Изучение озерно-бодотной формации в целях палеогеографических реконструкций. Таллинн, 1986. С. 24–30.
- Давыдова Н. П., Трифонова И. С. Изменения в составе диатомовых комплексов и содержании хлорофилла «а» в осадках разных районов озера // Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера. Л., 1982. С. 202–206.
- Даниловский И. В. Опорный разрез отложений Скандинавского оледенения Русской равнины в четвертичные моллюски. Л., 1955. 201 с.
- Девягкин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии. М., 1981. 180 с.

- Девятова Э. Н. Палеогеография стоянок Шолтозера // Археологические памятники бассейна Онежского озера. Петрозаводск, 1986. С. 25–57.
- Девятова Э. Н. Природная среда и ее изменения в голоцене. Петрозаводск, 1986. 107 с.
- Девятова Э. Н., Какум Т. Некоторые особенности спорово-пыльцевых комплексов осадков позднего плейстоцена и голоцена в северо-восточном Приладожье // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода севера европейской части СССР. Петрозаводск, 1977. С. 119–122.
- Делюсина Н. В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Ладожского озера // Вести. ЛГУ. Геология, География, 1988. Вып. 3. С. 106–108.
- Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965. 83 с.
- Джипоридзе Р. П. Дiatомовые водоросли из осадков акватории восточной части Финского залива // Вести. ЛГУ. Геология, География, 1986. Вып. 3. С. 118–123.
- Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб., 1878. 222 с.; Соч. М.: А., 1949. Т. 1. С. 113–273.
- Донные отложения Нековско-Чудского озера // Отв. ред. А. В. Раукас. Таллинн, 1981. 160 с.
- Думитрашко Н. В., Мартинсон Г. Г. Результаты изучения спонгеофауны террас Прибайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 5. С. 114–125.
- Елина Г. А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л., 1981. 156 с.
- Ендрихинский О. С., Черемисинова Е. А. О нахождении миоценовых отложений на Витимском плоскогорье // ДАН СССР, 1970. Т. 191. № 4. С. 885–888.
- Ескин А. С., Пальшин Г. Б., Гречинцев Е. К., Галазий Г. Н. Геология и некоторые вопросы неотектоники Ушканьих островов на Байкале // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол. 1959. Вып. 2. С. 129–152.
- Желнин Г. А. Результаты изучения современных движений Прибалтики // Современные движения земной коры. Тарту, 1973. № 5. С. 79–87.
- Животовская А. И. О «бурых» глинах Южного Приморья и третично-четвертичной границе // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1956. Вып. 1. С. 74–88.
- Жузе А. П. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа. Л., 1939. 86 с.
- Замараев С. М., Мазукабзов А. М. Роль промежуточных тектонических ступеней в структуре Байкальской рифтовой зоны // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, 1978. С. 94–98.
- Замараев С. М., Самсонов В. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М., 1959. С. 435–475.
- Земляков Б. Ф. Негежемская неолитическая стоянка // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. Л., 1932. Т. 2. С. 47–68.
- Земляков Б. Ф. Работы на строительстве Беломорско-Балтийского канала // Изв. Гос. акад. истории материальной культуры, 1935. Вып. 109. С. 11–22.
- Земляков Б. Ф. Неолитические стоянки восточного берега Онежского озера // Равноликос В. П. Наскальные изображения Онежского озера и Белого моря. М.: Л., 1936. С. 111–141.
- Знаменская О. М., Апанова Е. Н. Новые данные по истории западного побережья Ладожского озера // История озер Северо-Запада. Л., 1967. С. 132–140.
- Знаменская О. М., Соколова В. Б., Хомутова В. П. Сравнительный анализ палеогеографических условий развития южных и западных берегов Ладожского озера // История озер. Вильнюс, 1970. С. 319–331.
- Золотарев А. Г., Белоусов В. М. Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири; Объяснительная записка. Иркутск, 1981. 114 с.
- Зубарев А. П. История лесной растительности среднегорного Хамар-Дабана в голоцене // Палеоботанические исследования в лесах Северной Азии. Новосибирск, 1987. С. 30–44.
- Зуев В. Ф. Путешественные записки от С.-Петербурга до Херсона. СПб., 1787. 275 с.
- Ивановский Л. П. Проблема древнего оледенения и селеопасность на южном побережье Байкала // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск, 1982. С. 38–42.

- Ивашинович Ю. К. Палеогеоморфология депрессионных морфоструктур юга Дальнего Востока. М., 1978. 132 с.
- Ильенкова С. А. Морфологическая характеристика сазана восточной части Финского залива и Ладожского озера // Изв. ГосНИОРХ. 1975. Т. 93. С. 61—68.
- Иностранцев А. А. Геологический очерк местности между Белым морем и Онежским озером // Тр. С.-Петерб. о ва естественн. 1871. Т. 2. № 1. С. 1—83.
- Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда. СПб. 1877. 728 с.
- Иностранцев А. А. Доисторический человек каменного века побережья Ладожского озера. СПб. 1882. 244 с.
- Поффе Н. П. Дошная фауна крупных озер Балтийского бассейна и ее рыбохозяйственное значение // Изв. ВНИОРХ. 1948. Т. 24, вып. 2. С. 88—144.
- Исаченков В. А. О происхождении и развитии приледниковых водоемов на территории Псковской низины // Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965а. С. 78—80.
- Исаченков В. А. О некоторых особенностях новейших и молодых тектонических движений северо-запада Русской равнины // Современные движения земной коры. Тарту, 1965б. № 2. С. 217—224.
- Исаченков В. А. О происхождении основных форм дочетвертичного рельефа на территории северо-запада Русской равнины // Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966. С. 38—40.
- Исаченков В. А. Некоторые особенности развития котловины Псковско-Чудского водоема // Материалы II симпоз. по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967. С. 62—64.
- Исаченков В. А. Материалы по геоморфологии долины р. Великой. // Учен. зап. Псковского пединститута. 1969а. Вып. 22. С. 21—31.
- Исаченков В. А. О девонской кузесте на территории Псковской области // Уч. зап. Псковского пединститута. 1969б. Вып. 22. С. 3—10.
- Исаченков В. А. О приледниковых водоемах Псковской низины // История озер. Вильнюс, 1970а. Т. 2. С. 179—189.
- Исаченков В. А. Новые данные о кузестом рельефе северо-запада Русской равнины // Вести. МГУ. География. 1970б. № 1. С. 117—120.
- Исаченков В. А. Формирование рельефа северо-запада Русской равнины. М., 1975. 49 с.
- Исаченков В. А. Шлейстоценовая экзарация и происхождение котловин крупных приледниковых озер северо-запада Русской равнины // Природа и хозяйственное использование озер северо-запада Русской равнины. Л., 1976. Т. 1. С. 3—10.
- Исаченков В. А. О происхождении долинообразных понижений поверхности дочетвертичных пород северо-запада Русской равнины // Вести. МГУ. География. 1981. № 6. С. 45—50.
- Исаченков В. А. Происхождение рельефа поверхности дочетвертичных пород северо-запада Русской равнины // Долодниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л., 1982. С. 3—18.
- Исаченков В. А. Новейшая тектоника и некоторые особенности гляциального морфогенеза северо-запада Русской равнины // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, 1984. С. 207—215.
- Каземкина Г. А. О минеральном составе современных осадков залива Провал // ДАН СССР. 1960. Т. 130, № 4. С. 850—853.
- Казьмин В. Г. Развитие континентальных рифтов. М., 1982. 44 с.
- Казьмин В. Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М., 1987. 208 с.
- Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / С. Ф. Навлов, С. А. Кашик, Т. К. Ломоносова и др. Новосибирск, 1976. 143 с.
- Каплан А. А., Сувейзиде Н. И. Некоторые особенности тектоники Прибалтики в связи с ее нефтеносностью // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. № 3. С. 69—88.
- Карась Г. Н. Результаты подводного археологического обследования северной части Телого озера // Ледовое боище 1242 г. М.: Л., 1966. С. 60—64.
- Карасьев М. С. Геологическое развитие и палеогеография Суйфунской впадины в палеогене и неогене. Владивосток, 1963. 27 с.

- Караулова Л. П. Основные палиноэкологические комплексы плейстоценовых и голоценовых отложений Приморья. М., 1974. 25 с.
- Караулова Л. П., Назаренко Е. М. К характеристике климата Приморья в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа // Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972. С. 388 - 392.
- Каяк К. Ф. О краевых ледниковых образованиях Юго-Восточной Эстонии // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1963. Т. 21. С. 66 - 75.
- Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975. 278 с.
- Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 7 - 40.
- Квасов Д. Д. Происхождение котловины современных озер и их классификация // История озер СССР: Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер. Л., 1986. С. 20 - 27.
- Квасов Д. Д., Баканова И. П., Давыдова И. П. Основные вопросы позднеледниковой истории восточной Балтики // Baltica, Вильнюс, 1970. Т. 4. С. 65 - 92.
- Квасов Д. Д., Краснов П. П. Основные проблемы изучения истории приледниковых озер северо-запада европейской части СССР // Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965. С. 3 - 9.
- Квасов Д. Д., Краснов П. П. Основные вопросы истории приледниковых озер Северо-Запада // История озер Северо-Запада. Л., 1967. С. 7 - 47.
- Квасов Д. Д., Назаренко В. А. О датировке максимума ладожской трансгрессии // История озер. Вильнюс, 1970. С. 332 - 341.
- Квасов Д. Д., Раукас А. В. О позднеледниковой истории Финского залива // Изв. ВГО. 1970. Т. 102, вып. 5. С. 432 - 438.
- Кессел Х., Мийдел М. О поздние- и послеледниковых движениях земной коры на территории Эстонии // Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. 1973. Т. 22, № 3. С. 257 - 264.
- Кесселер К. Ф. Материалы для познания Онежского озера и Обонежского края преимущественно в зоогеографическом отношении. СПб., 1868. 144 с.
- Кирасирова В. И., Туговик Г. П. Минералогические провинции и ассоциации ЮВ побережья оз. Байкал // Тр. Отд. геол. Бурятек. фил. СО АН СССР. 1970. Вып. 2(10). С. 147 - 152.
- Кирилова В. А. Ладожское озеро: Гидрологический режим // Природные ресурсы больших озер СССР и их вероятные изменения. Л., 1984. С. 15 - 19.
- Князева Л. М. Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР: Южный Байкал // Образование осадков в современных водоемах. М., 1954. С. 180 - 236.
- Кожов М. М. Очерки по байкаловедению. Иркутск, 1972. 254 с.
- Колокольцева Э. М. Морфометрические характеристики озера Байкал // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., 1968. С. 183 - 188.
- Коновов Е. Е., Мац В. Д. История формирования стока вод Байкала // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 91 - 98.
- Кордэ Н. В. Биостратификация и типология русских сапропелей. М., 1960. 220 с.
- Короткий А. М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии. Владивосток, 1970. 167 с.
- Короткий А. М. Следы криогенных явлений в четвертичных отложениях Приморья // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975. С. 131 - 138.
- Короткий А. М. Палеогеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран. М., 1983. 264 с.
- Короткий А. М. Анализ коррелятивных отложений и реконструкции рельефа горных стран. М., 1985. 190 с.
- Короткий А. М., Караулова Л. П. К истории развития Ханкайской котловины в позднем кайнозое // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970. С. 27 - 30.
- Короткий А. М., Караулова Л. П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975. С. 79 - 110.
- Короткий А. М., Караулова Л. П., Безянина Н. И., Павлюткин Б. П.

- Четвертичные озерные трансгрессии в Уссури-Ханкайской впадине // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск, 1982. С. 109—117.
- Короткий А. М., Караулова Л. П., Троицкая Т. С. Четвертичные отложения Приморья. Новосибирск, 1980. 244 с.
- Короткий А. М., Китаев И. В., Михайлова Н. А., Горчаков А. М. К литологической характеристике современных осадков оз. Ханка // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 78—96.
- Короткий А. М., Никонова Р. И., Пода Б. П. Условия формирования «бурых» суглинков и глин Приморья // Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972. С. 57—63.
- Короткий А. М., Павлюткин Б. И. Роль «аллювиальных платин» в формировании четвертичных озер межгорных впадин // История озер в СССР. Таллинн, 1983. Т. 2. С. 86—87.
- Короткий А. М., Павлюткин Б. И. Переуглубленные долины юга Дальнего Востока (время и условия образования) // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М., 1984. С. 160—165.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.: Л., 1963. 242 с.
- Кропоткин П. А. Исследования о ледниковом периоде. СПб, 1876. 717 с.
- Кудерский Л. А. Материалы по зоогеографии рыб внутренних водоемов Карелии // Материалы по зоогеографии Карелии. Петрозаводск, 1961. Вып. 1. С. 19—33.
- Кудерский Л. А. О происхождении реликтовой фауны в озерах северо-запада европейской части СССР // Изв. ГосНИОРХ, 1974. Т. 76. С. 113—124.
- Кудерский Л. А. О путях происхождения реликтовой фауны в озера Балтийско-Беломорского бассейна // Изв. ГосНИОРХ, 1972. Т. 82. С. 111—115.
- Кудерский Л. А. Распространение реликтовых ракообразных в водоемах северо-запада европейской части РСФСР, Белоруссии и Прибалтики // Изв. ГосНИОРХ, 1972. Т. 74. С. 34—49.
- Кудерский Л. А. Осетровые рыбы в бассейнах Онежского и Ладожского озер // Сб. науч. трудов ГосНИОРХ. Л., 1983. Вып. 205. С. 128—149.
- Кудерский Л. А., Лейзорович Х. А., Мельникова М. Н., Чистобаева Р. Е. Локальные стада лосося в Ладожском озере // Сб. науч. трудов ГосНИОРХ. Л., 1982. Вып. 190. С. 86—94.
- Кузнецов С. И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. Л., 1970. 440 с.
- Куллус Л.-П. П. Водный баланс Исковско-Чудского озера. Вильнюс, 1973. 23 с.
- Кульчицкий А. А., Ломоносова Т. К. О мел-палеогеновой коре выветривания на северо-западном побережье оз. Байкал // Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, 1975. С. 73—89.
- Курочкина А. А. Литология и хемостратиграфия донных отложений Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 74—127.
- Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии // Тр. Ин-та географии АН СССР, 1949. Вып. 32. С. 3—86.
- Ладожское озеро: Развитие рельефа и условия формирования рельефа котловины / Отв. ред. Г. С. Бискэ. Петрозаводск, 1978. 206 с.
- Лак Г. Ц. Диагномная флора морских и озерных надморенных отложений в котловине Ладожского озера. Петрозаводск, 1976. 64 с.
- Лак Г. Ц. Экологические особенности ископаемой диатомовой флоры северо-восточного побережья Ладожского озера. Петрозаводск, 1980. 78 с.
- Ламкин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М., 1968. 247 с.
- Лебедев В. Д. Пресноводная четвертичная ихтиофауна европейской части СССР. М., 1960. 404 с.
- Лешко Ю. В. Пресноводные моллюски бассейна Печоры. Л., 1983. 127 с.
- Либлик Т. О древних береговых образованиях на западном побережье Чудского озера // Уч. зап. Тартуского ун-та. 1969. Вып. 237. С. 3—18.
- Лийва А. А., Сарв А. А., Экман И. М. К истории последнеледникового (голоценового) развития Ладоги // Природа, береговые образования и история развития внутренних водоемов и морей Восточной Прибалтики и Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 23—26.

- Литодинамика и осадкообразование Северного Байкала / В. Ф. Лут, Л. К. Владова, В. А. Финаков и др. Новосибирск, 1984, 288 с.
- Литология и геохимия современных озерных отложений гумидной зоны. М., 1979, 124 с.
- Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / В. Н. Мазидов, Т. К. Ломоносова, В. М. Климанова и др. М., 1972, 120 с.
- Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадины байкальского типа // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1958, № 4, С. 18–20.
- Логачев Н. А. Кайнозойская группа // Геология СССР, М., 1964, Т. 35, С. 258–284.
- Логачев Н. А., Зорин Ю. А. Стрессе и стадии развития Байкальского рифта // 27-й Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов, М., 1984, Т. 7, С. 126–134.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра, М., 1964, 196 с.
- Логачев Н. А., Попов С. М. Об ископаемых моллюсках байкальской свиты (Ангаро-Ленское мелководье) и стратиграфия третичных отложений Прибайкалья // Геология и геофизика, 1963, № 8, С. 26–37.
- Лопникова Л. П., Хурсевич Г. К. Новые и редкие виды диатомей родов *Cyclotella* Kütz. и *Stephanodiscus* Ehrh. из донных отложений оз. Байкал // Новые и малоизвестные виды ископаемых животных и растений Белоруссии. Минск, 1986, С. 142–148.
- Лут В. Ф. Геоморфология дна Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., 1964, С. 5–123.
- Лут В. Ф. Геоморфология Прибайкалья и впадины озера Байкал. Новосибирск, 1978, 213 с.
- Маккавеев А. Н. О роли плейстоценовых оледенений в создании низменностей северо-запада Русской равнины // V Всесоюз. совещ. по изучению красивых образований материковых оледенений: Тез. докл. Киев, 1976, С. 85–86.
- Малаховский Д. Б., Грейсер Е. А. Балтийско-Ладожский уступ // Геоморфология, 1987, № 1, С. 94–98.
- Малаховский Д. Б., Саммет Д. Ю. Ледниковые отторженцы и гляциодислокации северо-запада Русской равнины // Материалы гляциологических исследований, М., 1982, Вып. 44, С. 121–129.
- Малаховский Д. Б., Федоров Б. Г. О генезисе и возрасте переуглублений на севере Европы // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и истории речных долин, М., 1984, С. 134–143.
- Малисова Е. С., Спиридонова Е. А. О некоторых вопросах методики спорово-пыльцевого анализа четвертичных отложений Северо-Запада // Палинология в геологических исследованиях Прибалтики и Балтийского моря. Рига, 1983, С. 9–13.
- Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. М.: Л., 1931, 256 с.
- Марков К. К. Польдиевое море и проблема позднеледникового Беломорско-Балтийского соединения // Изв. Гос. геогр. об-ва 1933, Т. 65, вып. 4, С. 369–384; 1935, Т. 67, вып. 4, С. 264–303.
- Марков К. К. Последлениковая история юго-восточного побережья Ладожского озера // Вопросы географии, М., 1949, Вып. 12, С. 213–220.
- Марков К. К., Порецкий В. С., Шлягина Е. В. О колебаниях уровней Ладожского и Онежского озер в последлениковое время // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1934, Т. 4, вып. 1, С. 71–129.
- Мартинсон Г. Г. Материалы по исследованию ископаемой микро- и спонгофауны Прибайкалья // Тр. Байкальск. лимнол. ст. М.: Л., 1940, Т. 10, С. 425–455.
- Мартинсон Г. Г. Ископаемые губки из Тушкиской впадины в Прибайкалье // ДАН, 1948, Т. 61, № 5, С. 897–900.
- Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии, М.: Л., 1961, 238 с.
- Мартинсон Г. Г. Проблема происхождения фауны Байкала // Зоол. журн., 1967, Т. 46, вып. 10, С. 1595–1597.
- Мартинсон Г. Г., Бирюков А. С., Абрамова Л. Н. Находки пресноводных моллюсков в палеогеновых отложениях Северного Приверхожья // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1986, № 6, С. 116–118.
- Масайтис В. Л. Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Л., 1973, 19 с.

- Мац В. Д. Байкальские террасы низкого комплекса // Природа Байкала. Новосибирск, 1974. С. 34–56.
- Мац В. Д. Новые данные о стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1985. С. 36–53.
- Мац В. Д. Байкалозой Байкальской впадины. Иркутск, 1987. 42 с.
- Мац В. Д., Попова С. М., Чернышева Г. П. Миоцен-плиоценовые ископаемые озера Байкальской впадины // Круговорот вещества и энергии в водоемах: Метеорология и климат, геолитодинамика, осадкообразование. Иркутск, 1985. С. 55–56.
- Мейронис Д. В., Страуме Я. А., Юшкевичюс В. В. Характеристика дочетвертичной поверхности Латвии и некоторые вопросы формирования погребенных долин // Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1974. № 9. С. 9–21.
- Мийдел А. О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии // Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук. 1966. Т. 15, № 1. С. 121–133.
- Мийдел А. М. О проблемах изучения неотектонических движений в Исковско-Чудской впадине // Донные отложения Исковско-Чудского озера. Таллинн, 1981. С. 116–126.
- Мийдел А., Таваст Э. Развитие речной сети Исковско-Чудской впадины // Донные отложения Исковско-Чудского озера. Таллинн, 1981. С. 143–153.
- Минина Н. Сезонные и годовые изменения зообентоса Исковско-Чудского озера // Гидробиологические исследования. Тарту, 1982. Т. 11. С. 79–109.
- Михайлов А. Е. О глубинном строении земной коры и перспективах его изучения // Изв. вузов. Геология и разведка, 1984. № 3. С. 15–21.
- Можайев Б. Н. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. Л., 1973. 229 с.
- Мордухай-Болтовской Ф. Д., Ривьер Н. К. Хищные ветвистые фауны мира. Л., 1987. 182 с.
- Муратова М. В., Вокресенская Т. П., Аленинская З. В. Палеогеография и стратиграфия плейстоцена Прикавказской депрессии. М., 1981. 160 с.
- Мякиль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллинн, 1966. 199 с.
- Мягметс А. Х. О летнем зоопланктоне Исковско-Чудского озера // Гидробиология и рыбное хозяйство Исковско-Чудского озера. Таллинн, 1966. С. 80–96.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Н. А. Логачев, Н. А. Антощенко-Оленев, Д. Б. Базаров и др. М., 1974. 358 с.
- Недр Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск, 1981. 105 с.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., 1957. 403 с.
- Николаев В. Г., Ванякин Л. А., Калнин В. В. Строение осадочного чехла озера Байкал // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 2. С. 48–58.
- Николаев И. П. Неотектоника и сейсмичность Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1967. № 2. С. 13–27.
- Никольская В. В. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка // Тр. по географии АН СССР. 1952. Вып. 51. С. 215–226.
- Никольская В. В. Морфоскульптура бассейна Амура. М., 1972. 295 с.
- Никольский Г. В. Спсок рыб из неолита бассейна р. Онега // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1935. Т. 44, вып. 3. С. 113–118.
- Никольский Г. В. К истории ихтиофауны бассейна Белого моря // Зоол. журн. 1943. Т. 22, вып. 1. С. 27–32.
- Никольский Г. В. Рыбы бассейна Амура. Москва, 1956. 551 с.
- Орвику К. К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных // Материалы совещ. по вопр. неотектон. движений в Прибалтике. Тарту, 1960. С. 120–133.
- Орвику К. К. Влияние поднятия земной коры на геолого-геоморфологическое развитие территории Эстонии в позднеледниковое время и голоцене // Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., 1969. С. 163–171.
- Основные этапы развития Исковско-Чудской озерной впадины / А. Мийдел, Р. Пиррус, А. Раукая, Э. Ряхин // История озер в голоцене. Л., 1975. С. 50–55.
- Павер К. Л. Формирование териофауны и изменчивость млекопитающих Прибалтики в голоцене. Тарту, 1965. 496 с.
- Палай Ю., Вески Р., Пазу В. О геологии озера Лахенера и составе его

- отложений // Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллинн, 1981. С. 94—115.
- Павлюткин Б. И. Четвертичные отложения юго-восточной части Уссури-Ханкайской депрессии и признаки плейстоценовых трансгрессий озера Ханка // Развитие природной среды в плейстоцене (юг Дальнего Востока). Владивосток, 1981. С. 40—50.
- Павлюткин Б. И. О генезисе и возрасте бурых суглинков Приморья // Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982. Вып. 3. С. 27—28.
- Павлюткин Б. И. Геологическое развитие Раздольненско-Ханкайской впадины в позднем кайнозое. Новосибирск, 1986. 20 с.
- Павлюткин Б. И., Величкович Ф. Ю., Ковалюх Н. П. История возникновения и развития озера Ханка // История современных озер. Л.: Таллинн, 1986. С. 135—136.
- Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. 202 с.
- Пальшин Г. Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала. М., 1955. 202 с.
- Пальшин Г. Б. К вопросу о распространении террас на оз. Байкал // Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол. 1959. Вып. 10. С. 3—21.
- Панкрушев Г. А. Применение данных неотектоники для датировки древних поселений // Новые памятники истории древней Карелии. М.; Л., 1966. С. 5—43.
- Панкрушев Г. А. Мезолит и неолит Карелии. Л., 1978. Ч. 1. 136 с.; Ч. 2. 164 с.
- Панкрушев Г. А. Формирование берегов Онежского озера в голоцене (по археологическим данным) // Археологические памятники бассейна Онежского озера. Петрозаводск, 1986. С. 5—24.
- Пастухов В. Д. Адаптивные особенности нервы Байкала и их возникновение // Тр. XIV Тихоокеанск. науч. конгр. М., 1979. С. 24—26.
- Патрикеева Г. И. Донные отложения Малого моря // Тр. Байкальск. лимнол. ст. М.; Л., 1959. Т. 17. С. 205—254.
- Петров В. В. Векторы формирования ихтиофауны Псковско-Чудского водоема // Изв. ВНИОРХ. 1947. Т. 26, вып. 1. С. 3—110.
- Петрова Т. Н. Возможные пути вселения малакофауны в Ладожское и Онежское озера // Геологическое строение и развитие Балтийского моря и закономерности формирования минеральных ресурсов. Таллинн, 1988. С. 62.
- Пиррус Р. О., Мийдел А. М., Раукас А. В. К голоценовому развитию Псковско-Чудского озера / Проблемы исследования крупных озер СССР. Л., 1985. С. 163—167.
- Пиррус Р., Тасса В. Геология месторождения сапропеля в заливе Вярска // Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллинн, 1981. С. 82—93.
- Писаревский С. А. Палеомагнитный метод // История озер СССР: Общезакономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер. Л., 1986. С. 114—116.
- Пиху Э. Р. К вопросу о реконструкции ихтиофауны Псковско-Чудского озера // Проблемы исследования крупных озер СССР. Л., 1985. С. 171—174.
- Плешанов С. И., Романина А. А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск, 1981. С. 129—141.
- Плюцен и плейстоцен Среднего Байкала / Мад В. Д., Покатиллов А. Г., Попова С. М. и др. Новосибирск, 1982. 192 с.
- Позднекайнозойская история озер в СССР. К XI конгрессу ИНКВА в СССР. М., 1982. 123 с.
- Покатиллов А. Г. Геология и фауна позднекайнозойских отложений в Прибайкалье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 52—65.
- Покровский В. В. О морфологических особенностях, происхождении и географическом распространении беломорской ряпушки // Изв. ГосНИОРХ. 1967. Т. 62. С. 100—114.
- Попова С. М. К познанию палеогеновых и неогеновых моллюсков Прибайкалья и юга советского Дальнего Востока // Тр. Лимнол. ин-та СО АН СССР. 1964. Т. 4. С. 151—270.
- Попова С. М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М., 1981. 185 с.
- Попченко В. И., Александров Б. М. Донная фауна Онежского озера // Пресноводные гидробионты и их биология. Л., 1983. С. 102—126.

- Щорывкин М. И. Образование поперечных террас реки Вытегры и история развития Онежского озера // Тр. Гидропроекта. 1960. Сб. 3. С. 221—233.
- Правдин П. Ф. О ладожском ринусе и онежском кильде // Изв. ВНИОРХ. 1939. Т. 21. С. 251—267.
- Проблемы Байкала. Новосибирск, 1978. 293 с.
- Пушинг Я.-М., Лийва А., Ильвесе Э. Список радиоуглеродных датировок Института зоологии и ботаники Академии наук ЭССР; Сообщ. 3 // Изв. АН ЭССР. Биология. 1968. Т. 17. № 4. С. 116—125.
- Пярна К. Т. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии // Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. 1960. Т. 5. С. 269—278.
- Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., 1972. 335 с.
- Равский Э. И., Александрова Л. И., Вангенгейм Э. А. Антропогенные отложения юга Восточной Сибири. М., 1964. 380 с.
- Раммельмейер Е. С. К вопросу о фауне третичных террас Байкала // Изв. АН СССР. Отд. матем. и естеств. наук. 1931. № 10. С. 1395—1399.
- Раммельмейер Е. С. Некопаемые моллюски пресноводных отложений Забайкалья // Тр. Байкальск. лимнол. ст. М.; Л., 1940. Т. 10. С. 399—423.
- Раукас А. В. Литология разновозрастных морен в Эстонской ССР. // Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. 1963. Т. 12. С. 3—21.
- Раукас А. Шлейстоновые отложения Эстонской ССР. Таллинн, 1978. 310 с.
- Раукас А. О вещественном составе дошлых отложений Псковско-Чудского озера // Дошлые отложения Псковско-Чудского озера. Таллинн, 1981. С. 23—41.
- Раукас А., Ряхни Э. К вопросу об отступании материкового льда последнего оледенения с территории Эстонской ССР // Ежегодник Эстонск. геогр. о-ва 1964/65. Таллинн, 1966. С. 5—17.
- Раукас А., Ряхни Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер // Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. 1969. Т. 18. № 2. С. 113—127.
- Раукас А., Ряхни Э. Структурные типы дошлых отложений Псковско-Чудского озера и особенности их формирования // Дошлые отложения Псковско-Чудского озера. Таллинн, 1981. С. 7—22.
- Раукас А., Ряхни Э., Мийдеа А. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллинн, 1971. 226 с.
- Раукас А., Таваст Э., Калм В. Дошние и береговые отложения Телого озера (озера Ляммяярв) // Изв. АН ЭССР. Геология. 1988. Т. 37. № 3. С. 403—413.
- Резанов И. И., Иметхенов А. Б. К палеогеографии позднего плейстоцена юго-восточного Прибайкалья // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск, 1972. С. 158—164.
- Резанов И. И., Черныяева Т. П., Савинова В. В. К истории накопления миоценовой толщи Дюклиндинской впадины (Западное Забайкалье) // История древних озер. Л., 1986. С. 74—76.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1981. 89 с.
- Россодимо Л. Л. Очерки по географии внутренних вод СССР. М., 1953. 303 с.
- Рулье К. Жизнь животных по отношению к внешним условиям // Рулье К. Публичные лекции. М., 1852. С. 4—1247.
- Ряхни Э. Э. Геохронология ленточных глин Северо-Восточной Эстонии // Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. 1963. Т. 12. С. 81—94.
- Ряхни Э., Таваст Э. Рельеф коренных пород в Псковско-Чудской впадине и его роль в распределении дошлых отложений // Дошлые отложения Псковско-Чудского озера. Таллинн, 1981. С. 127—133.
- Савица Л. И. Тенденции развития прибрежных ландшафтов оз. Байкал по данным палеогеографических исследований / Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск, 1982. С. 42—52.
- Савукинене И. П., Клейменова Г. И. Субреципные спорово-пыльцевые спектры континентальных и морских отложений залива Курш-Марс // Тр. АН ЛитССР. Сер. Б. 1986. Т. 2 (153). С. 131—136.
- Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. М., 1964. Т. 1. 515 с.
- Саммет Э. Ю. Некоторые вопросы четвертичной геологии и геоморфологии западной части Ленинградской области // Палеогеография четвертичного периода СССР. М., 1961. С. 7—20.

- Саммет Э. Ю. Основные этапы развития некоторых типов приледниковых озер в западной части Ленинградской и Псковской областей // Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965. С. 75–78.
- Сарв А., Ильвесс Э. О возрасте голоценовых отложений притока реки Эмайыги (по материалам изучения разреза Савшу). // Изв. АН ЭССР. Химия, Геология. 1975. Т. 24, № 1. С. 64–69.
- Седова М. А. Миоценовые спорово-пыльцевые комплексы юго-восточного Прибайкалья // Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. Л., 1956. С. 86–96.
- Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера. М.: Л., 1966. 124 с.
- Семенович Н. И. Донные отложения Онежского озера. Л., 1973. 104 с.
- Сизиков А. М., Агеева Л. С., Попова С. М. Биостратиграфия мессовских отложений района г. Иркутска // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1986. Вып. 647. С. 129–133.
- Силур Эстонии // Отв. ред. Д. Л. Калье. Таллинн, 1970. 343 с.
- Симм Х. Проблемы Псковско-Чудского озера // Изв. АН ЭССР. Биология. 1987. Т. 36, № 2. С. 105–110.
- Ситникова Т. Я. Система байкальских эндемичных видов рода *Megalovolcata* и некоторые вопросы систематики семейства *Valcalidae* (Gastropoda, Pectinobranchia) // Зоол. журн. 1983. Т. 62, вып. 1. С. 32–43.
- Слепухина Т. Д. Зообентос литорали Онежского озера // Литоральная зона Онежского озера. Л., 1975. С. 169–182.
- Слепухина Т. Д., Алексеева Н. А. Донные беспозвоночные // Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера. Л., 1982. С. 181–190.
- Смолянский Е. Н., Мац В. Д. Об одном типе кайнозойских крупноглыбовых отложений в зоне Приморского разлома и их индикационном значении // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1987. С. 10–12.
- Снежинский В. А. Практическая океанология. Л., 1954. 671 с.
- Соколов А. А. Чудско-Псковское озеро. Л.: М., 1941. 223 с.
- Соколов И. И. Зообентос литорали южной половины Ладожского озера // Тр. Карельск. фил. АН СССР. 1956. Вып. 5. С. 76–87.
- Соколова В. А. Гастроподы озер Карелии // Фауна озер Карелии. М.: Л., 1965. С. 85–95.
- Соколова М. Ф. Планктон Псковско-Чудского водоема. М., 1951. 40 с.
- Соловенок В. И., Герасков А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Иркутск, 1960. 36 с.
- Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне / С. М. Замараев, Е. П. Васильев, А. М. Маукабзов и др. Новосибирск, 1979. 124 с.
- Сохин В. К. Происхождение «бурых» глин Приморья и Приамурья // Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972. С. 63–67.
- Стальмакова Г. А. Зообентос Ладожского озера // Биологические ресурсы Ладожского озера (зоология). М.: Л., 1968. С. 4–70.
- Старобогатов Я. И. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов Земного шара. Л., 1970. 372 с.
- Старобогатов Я. И. Фауна озер как источник сведений об их истории // Общие закономерности возникновения и развития озер: Методы изучения истории озер. Л., 1986. С. 33–50.
- Субетто Д. А. Литологические особенности донных отложений Ладожского озера по результатам исследования длинных колонок // Вопросы гидрофизики, гидрохимии и гидробиологии озер. Л., 1986. С. 87–92.
- Таваст Э. К эволюции северного побережья Псковско-Чудского озера // Геологическое строение и развитие Балтийского моря и закономерности формирования минеральных ресурсов. Таллинн, 1988. С. 85–87.
- Таваст Э., Раукас А. Рельеф коренных пород Эстонии. Таллинн, 1982. 194 с.
- Талиев Д. Н. Опыт применения реакции зрелентации к познанию происхождения и истории байкальской фауны // Тр. Байкальск. лимнол. ст. 1940. Т. 10. С. 241–356.
- Талиев Д. Н. Бычки-подкаменщики Байкала (*Coltoidei*). М.: Л., 1955. 603 с.
- Тильтсен Э. Работы по повышению уровня озера Нейцун в Эстонии. Л., 1933. 8 с. (IV гидрогеол. конф. Балтийских стран; Докл. № 18).

- Тимм В. Я., Тимм Т. Э., Ярвекюльг А. А. Об акклиматизации озерного биоплава в Невско-Чудском озере // Сб. науч. тр. ГосНИОРХ, 1985. Вып. 232. С. 16—21.
- Тимм Т. Малоцистиковые черви (*Oligochaeta*) водоемов Северо-Запада СССР. Таллинн, 1987. 299 с.
- Тимм Т., Тимм В., Тыльги Ы. Состав и многолетние изменения количества зообентоса в Невско-Чудском озере // Гидробиологические исследования. Тарту, 1982. Т. 11. С. 7—78.
- Тихомиров А. И. Температурный режим и запасы тепла Ладожского озера // Тепловой режим Ладожского озера. Л., 1968. С. 144—217.
- Туудлиг И. Додевонский и дочетвертичный рельеф восточной части Прибалтийского бассейна горючих сланцев и фосфоритов (Лужско-Нарвская низина) // Изв. АН ЭССР. Геология, 1988а. Т. 37, № 4. С. 145—152.
- Туудлиг И. Структура восточной части Прибалтийского бассейна горючих сланцев и фосфоритов // Изв. АН ЭССР. Геология, 1988б. Т. 37, № 2. С. 59—69.
- Тюлина Т. Ю. К вопросу о природных условиях в XIII в. в северной части Теплового озера // Ледовое побоище. М.; Л., 1966. С. 103—121.
- Усикова Т. В., Малаховский Д. Б., Габбард И. Доминиканские озерные отложения северозападного Приладожья // История озер. Вильнюс, 1970. С. 123—133.
- Устинов Г. П., Рубушкова Л. Д. Уровненный режим Онежского озера в естественном и зарегулированном состоянии // Сб. работ Ленингр. гидромет. обсерватории, 1977. Вып. 11. С. 54—66.
- Уфимцев Г. Ф. Тектонические уступы и промежуточные ступени на боргах впадин байкальского типа // Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск, 1977. С. 132—143.
- Файзулина З. И., Козлова Е. И. Результаты палинологических исследований третичных отложений // Геология и нефтегазосность Вост. Сибири. М., 1966. С. 00—00.
- Федорова В. А. Диатомовые водоросли в донных отложениях // Динамика Байкальской впадины. Новосибирск, 1975. С. 273—282.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л., 1960. 258 с.
- Флоренсов Н. А. К морфологии берегов Среднего и Северного Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., 1964. С. 124—137.
- Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М., 1968. С. 40—56.
- Ханг Т. Корреляция речных террас в целях выяснения геологического развития Невско-Чудского озера // Всесоюзное совещание по геоморфологической корреляции: Тез. докл. Тбилиси, 1986. 228 с.
- Хомутова В. И. Геохронология донных отложений по результатам палинологического анализа // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 41—67.
- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М., 1977. 200 с.
- Черемисинова Е. А. Диатомовая флора пегеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск, 1973. 68 с.
- Черняева Г. П. Диатомовые водоросли донных осадков Северного Байкала // Донные отложения Байкала. М., 1970. С. 144—155.
- Черняева Г. П., Шимараева М. К., Мад В. Д. Комплексное исследование трехсотметрового разреза озерных отложений Тункинской впадины // Круговорот вещества и энергии в водоемах: Метеорология и климат, геолитодинамика, осадкообразование. Иркутск, 1985. С. 75—76.
- Черняева Ф. А. Морфометрическая характеристика Ладожского озера // Гидрологический режим и водный баланс Ладожского озера. Л., 1966. С. 58—80.
- Чудско-Невское озеро / Отв. ред. А. А. Соколов. Л., 1983. 162 с.
- Чухров В. Ф. Климатические факторы и образование окислов железа в зоне гипергенеза // Гипергенные окислы железа. М., 1975. С. 141—153.
- Шевелин П. С., Елина Г. А., Хомутова В. И., Арсланов Х. А. Отражение колебаний уровня режима Онежского озера в растительности и стратиграфии болота Разломное в голоцене // Болотные экосистемы Европейского Севера. Петрозаводск, 1988. С. 35—59.

- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, 1977. 102 с.
- Шеффер Е. Г. Некоторые черты развития южного Приладожья в голоцене // Вестн. ЛГУ, 1967, № 2, С. 159–162.
- Шешукова В. С. Диатомовые водоросли из четвертичных отложений центральной Карелии // Тр. Комис. по науч. четвертичн. периода, 1937, Т. 5, С. 3–35.
- Шешукова-Норейка В. С. Диатомовые водоросли плавных отложений и подстилающих их глин из озер Онега Беломорского водораздела // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1949, Т. 65, вып. 3, С. 177–197.
- Ширкова А. И., Нику Э. Р. Рыбы Псково-Чудского водоема и их промысловое значение // Гидробиологические исследования, Таллинн, 1966, Вып. 4, С. 119–125.
- Шамаев А. И., Тихомиров С. И. Мишиногорская эксплозивная структура в районе Чудского озера // ДАН СССР, 1974, Т. 219, № 3, С. 701–703.
- Шмидт Ф. Б. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных летом 1882 года // Изв. Геол. комитета, 1883, Т. 2, № 5, С. 107–123.
- Шульман С. С. Зоогеографический анализ паразитов пресноводных рыб Советского Союза // Основные проблемы паразитологии рыб, Л., 1958, С. 144–183.
- Экман И. М. Морфоструктуры западного Прионекья // Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, 1972, Вып. 13, С. 15–24.
- Экман И. М., Лак Г. Ц., Лийва А. А. К истории Ладожской трансгрессии // История озер в голоцене, Л., 1975, С. 38–45.
- Юг Дальнего Востока, М., 1972. 423 с.
- Яковлев С. А. Пасосы и рельеф Ленинграда и его окрестностей, Л. 1925, Ч. 1, 186 с.; 1926, Ч. 2, 264 с.
- Яковлев С. А. О связи бассейна Балтийского моря с бассейном р. Волги в позднеледниковое время // ДАН СССР, Сер. А, 1928, № 3, С. 41–46.
- Янитс Э. Ю. Поселения эпохи неолита и раннего металла в приустье р. Омайяги (Эстонская ССР), Таллинн, 1959, 382 с.
- Aario R. The northern discharge channel of ancient Päijänne // Bul. Geol. Soc. Finland, 1969, Vol. 41, P. 3–20.
- Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogasees // Fennia, 1915, Bd. 38, N 3, 157 S.
- Ahonen P. The stages of the Baltic sea as indicated by the diatom stratigraphy // Acta bot. fen., 1974, Vol. 92, 48 p.
- Bakmutov V., Ekman I., Zagnyi G. Stratigraphic subdivision and correlation of varved clays in Lake Ladoga area based on geological, palynological and palaeomagnetic studies // Palaeohydrology of the temperate zone, Tallinn, 1987, Vol. 1, P. 191–203.
- Brauer R. W., Sidelyova V. G., Dail M. B. et al. Physiological adaptation of cottoid fishes of lake Baikal to abyssal depth // Comp. bioch. Ser. A, 1984, Vol. 77, N 4, P. 699–705.
- Greer K. M. Long period geomagnetic secular variations since 12 000 yr BP // Nature, 1981, Vol. 292, P. 208–212.
- Greer K. M., Tucholka P. Secular variation as recorded in lake sediments: a discussion of North American and European results // Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A, 1982, Vol. 306, P. 87–102.
- De Geer G. Öfersigt öfver sina kvartärgeologiska iakttagelser under en nyligen afslutat resa till Finland och Russland // Geol. Fören. i Stockholm Foch. 1893, Bd. 15, N 7, S. 537–538.
- De Geer G. Om Skandinaviens geografiska unveckling efter istiden, Stockholm, 1886, 160 S.
- Eronen M. Late Weichselian and Holocene shore displacement in Finland // Shorelines and isostasy, New York, 1983, P. 183–207.
- Frey D. G. The late-glacial cladoceran fauna of a small lake. // Arch. Hydrobiol. 1958, Vol. 54, N 1/2, P. 209–275.
- Haand E., Liblik T., Linkrus E. On the relations between Estonian valley terraces and lake and sea levels in the lateglacial and holocene periods // Transactions of the Tartu University, 1964, Vol. 156, P. 29–42.
- Hausen H. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern // Fennia, 1913a, Bd. 34, N 2, 481 S.
- Hausen H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit // Fennia, 1913b, Bd. 34, N 3, 142 S.

- Helmersen G. Die geologische Beschaffenheit des untern Narovathals und die Versandung der Narovamündung. // *Bul. Acad. Sci. St.-Petersb.* 1861. Bd. 1, N 3. S. 12–49.
- Helmersen G. Der Peipus-See und die obere Narova // *Beiträge zur Kenntnis des Russischen Reiches.* St.-Petersburg, 1864. Bd. 24. S. 1–88.
- Hyypä E. Beiträge zur Kenntnis der Ladoga- und Ancylustransgressionen // *Bul. Comm. geol. Finlande.* 1943. Vol. 128. S. 139–178.
- Hyypä E. On the Late-Quaternary history of the Baltic Sea // *Fennia.* 1963. Vol. 89, N 1. P. 37–48.
- Hyypä E. The Late-Quaternary land uplift in the Baltic sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels // *Ann. Acad. Sci. Fennica. Ser. A III.* 1966. N 90. P. 153–168.
- Jaanits L. Peipsimaa ajaloo. Tallinn, 1983. 25 lk.
- Kajak K. Peipsi nõo geoloogiast ja geomorfoloogiast // *Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat* 1963. Tallinn, 1964. Lk. 20–33.
- Kallejärvi T. Peipsi koostused // *Eesti Loodus.* 1973. N 12. Lk. 727–731.
- Kvasov D. D. The late-Quaternary history of large lakes and inland seas of eastern Europe. Helsinki, 1979. 71 p.
- Laasimer L. Peipsi nõo taimkate ja selle kasutamise perspektiivid // *Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat* 1963. Tallinn, 1964. Lk. 103–115.
- Liiblik T. Jooni Piisa õru geomorfoloogiast // *Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat* 1964/65. Tallinn, 1966. Lk. 34–55.
- Loopmann A. Ülevaade Emajõe suudmeala soostikust // *Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat* 1973. Tallinn, 1964. Lk. 73–102.
- Löven S. Om några i Vettern och Venern funna Crustaceer // *Öfversigt af Kongl. Vetensk. Acad. Förhandl.* 1861. Bd. 18, N 6. S. 285–314.
- Mäemets A. Eesti vesikirbuliste (Cladocera) ökoloogiast ja fenoloogiast // *Hüdrobioloogilised Uurimised.* Tartu, 1961. Kd. 2. Lk. 108–158.
- Mäemets A., Kutikova L. A neu rotifer Bloesoma peipsiense sp. nov. in *Lakr Peipsi* // *ENSV TA Toimetised. Biologia.* 1979. Kd. 28, Nr. 2. P. 98–101.
- Mäemets A., Pihu E. Peipsi elustik ja järvetüüp // *Eesti Loodus.* 1973. Nr. 12. Lk. 732–738.
- Maksoo P. Peipsi järve sotsiaal-majanduslikust tähtausest // *ENSV TA Toimetised. Biologia.* 1987. Kd. 36, N 2. Lk. 111–117.
- Mieler A. Ein Beitrag zur Frage des Vorrückens des Peipus an der Embachmündung und der peipusischen Pirisaar im dem Zeitraum von 1682 bis 1900 // *Acta et Comm. Univ. Tartuensis. Ser. A.* 1926. Vol. 9, N 2. S. 191.
- Mieler A. Vorläufiger Bericht über die Geomorphologie des Peipusbeckens // *Loodusuurijata Seltsi Aruanded.* 1929. Kd. 35. Lk. 386.
- Miidel A., Tavast E. Eesti mullunud orud // *Eesti Loodus.* 1978. N 2. Lk. 105–110.
- Mikelsaar N. O., Vinkel R. Ünsi andmeid rändkarbi Breissensia polymorpha esinemisest Eestis // *Eesti Loodus.* 1936. N 4. Lk. 142–145.
- Moora H. Eesti rahva ja Naaberrahvaste kujunemisest arheoloogia andmeid // *Eesti rahva etnilisest ajaloost.* Tallinn, 1956. Lk. 41–119.
- Moora H. Jõgeva rajooni varasemast asustusest // *Jõgeva rajoonis.* Tallinn, 1965. Lk. 10–14.
- Moora T., Ilomets M., Jaanits L. Muistsetest loodusoludest Akali kiviaja asulakoha lähimbruses // *Loodusteaduslikke meetodeid Eesti arheoloogias.* Tallinn, 1988.
- Mori S. Vertical distribution of Diatom in cere samples from Lake Biwa // *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene.* 1975. Vol. 3. P. 369–392.
- Orviku K. Tuiskliiv. Tartu, 1933. 64 lk.
- Orviku K. Peipsi järve minevikust // *Rahva Hääli.* 1959. 11 sept.
- Peipsi järve bioloogilistest varudest // S. Lokk, R. Laugasste, A. Mäemets, V. Timm, T. Timm, E. Pihu // *Kaasaegse ökoloogia probleemid: Pakendusökoloogia küsimusi Eestis.* Tartu, 1985. Lk. 71–72.
- Peipsi-Pihkva järve reostuskoormuse formeerumisest // T. Raia, A. Järvet, E. Loigu, A. Maastik // *ENSV TA Toimetised. Biologia.* 1987. Kd. 36, N 2. Lk. 156–161.
- Peipsi-Pihkva järve vee omadused ja nende seos biogeensets elementidega //

- A. Lindpere, N. Starast, A. Milius, A. Pihlak // ENSV TA Toimetised, Bioloogia, 1987, Kd. 36, N 2, Lk. 146–155.
- Peipsi piina alandamine 0,3 m võrra (Toim. Aug. Vellner) // Sisesevete Urimise Büroo Aastaraamat 1926, Tallinn, 1928, Lk. 150–158.
- Piipenberg E. Märkmeid Setuma viirsavidest // Eesti Loodus, 1935, N 3, Lk. 102.
- Pölna L., Kleesment A. Peipsi-Pihkva nõo aluspõhja geoloogiast. // XIV Eesti Loodusuurijate Päeva ettekannete kokkuvõtted, Tallinn, 1985, Lk. 17–23.
- Rähni E. Viimase mandrijää taganemisest põhja-Eestis // Geoloogiline kogumik, Tartu, 1961, Lk. 70–83.
- Rähni E. Peipsi nõo ja järve arengulugu // Eesti Loodus, 1973, N 12, Lk. 716–721.
- Ramsay W. Beobachtungen über Strandlinien in der Umgebung des Sees Onega // Fennia, 1898, Bd. 16, N 1, S. 1–151.
- Ramsay W. Quartärgeologisches aus Onega-Karelien. // Fennia, 1904, Bd. 22, N 1, S. 1–10.
- Ramsay W. De s. k. marina gränserna i södra Finland. // Fennia, 1917, Bd. 40, N 7, 8 S.
- Ramsay W. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Neva tal // Fennia, 1928, Bd. 50, N 5, 21 S.
- Ramsay W. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland // Fennia, 1929, Bd. 52, N 2, 38 S.
- Raukas A., Tavast E. Pihkva-Peipsi puhkemajanduse arendmise geoloogilise-geomorfoloogilised eeldused // Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat, Tallinn, 1987, Lk. 000.
- Saarnisto M. M. The Late Weichselian and Flandrian history of the Saimaa lake complex, Helsinki, 1970, 108 p.
- Saarnisto M., Siiriäinen A. Laatokan transgressioraia // Eriaines Suomen museo, Helsinki, 1970, P. 10–22.
- Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee, Helsinki, 1958, 522 S.
- Schmidt F. Untersuchungen über die Erscheinungen der Glacialformation in Estland und auf Oesel // Bul. de l'Acad. de St.-Petersbourg, 1865, T. 8, P. 339–368.
- Seegerstrale S. G. On the immigration of the glacial relicts of Northern Europe, with remarks on their prehistory, Helsinki, 1957, 117 p.
- Smith G. R. Fishes of the Pliocene glens ferry formation south-west Idaho // Papers on paleontology, 1975, Vol. 5, N 14, P. 1–68.
- Tammekann A. Die Oberflächengestaltung des Nordestländischen Küstentafellandes, Tartu, 1926, 152 S.
- Tammekann A. Das Relief und die Abflussverhältnisse in Estland, Tallinn, 1928, 5 S. (2. Baltische hydrologische und hydrometeorologische Konferenz).
- Tammekann A. Eesti massikutüübid // Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 1933, Kd. 33, Lk. 3–21.
- Tammekann A. Die Endmoränen in Estland // Comtes Rendus du Congrès International de géographie Amsterdam, Leyden, 1938, T. 2, P. 251–256.
- Tammekann A. Die präglazialen Züge in der Oberflächengestaltung Estlands // Apoph. Tartu, Soc. Litt. Est. in Svecia, Stockholm, 1949, S. 440–452.
- Tavast E. Graviimätriga talvisel Lämmijärvel // Eesti Loodus, 1978, N 2, Lk. 111–112.
- Tavast E. Peipsi rannad // Eesti Loodus, 1984, N 7, Lk. 461–468.
- Thienemann A. Verbreitungsgeschichte der Süßwassertierwelt Europas, Stuttgart, 1950, 809 S.
- Thomson P. W. Ülevaede Eesti soodest // Eesti Loodus, 1939, N 2/3, Lk. 90–98.
- Vertebnaja P. I. Über eine relikte Algenflora in der Seeablagerung Mittelrusslands // Archiv für Hydrobiologie, 1929, Bd. 20, N 1, S. 124–133.
- Yelina G., Khomutova V. Correlation of Holocene sequences of bottom sediments from Lake Onega and its old bays in terms of palynological data // Methods for the investigation of lake deposits: palaeoecological and palaeoclimatological aspects, Vilnius, 1987, P. 193–204.
- Zirna E., Pirrus R. Oietolmuanalüüsi tulemustest Kirde- ja Kesk-Eesti holotseen-setetest // ENSV TA Geoloogia Instituudi Urimused, 1961, Kd. 70, Lk. 95–104.

SUMMARY

This volume of the many – volume publication «History of Lakes of the USSR» contains characteristics of five great Lakes situated in the region of surplus moistening, viz., Ladoga, Onega, Pskovsko-Tehudskoe, Baikal and Hanka. Reviews are given for each of that lakes of the history of water basin originating, composition and structure of the bottom sediment, development of biota and character of vegetation on the background of the evolution accounting for changes in natural processes. Materials presented herein allow one to judge about the influens of climatic factors as well as human activities on development of lakes.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (<i>Д. Д. Квасов</i>)	5
Часть 1. Ладожское озеро	7
Глава 1. Природные особенности озера (<i>Д. Д. Квасов</i>)	7
Глава 2. Развитие представлений об истории озера (<i>Д. Д. Квасов</i>)	8
Глава 3. Происхождение и развитие озерной котловины	11
Рельеф озерной котловины (<i>Б. И. Кошечкин</i>)	11
Возникновение озерной котловины (<i>А. В. Амантов, Д. Д. Квасов, Д. Б. Малаховский</i>)	13
Развитие котловины во время межледниковий (<i>Д. Б. Малаховский</i>)	17
Позднеледниковая история озерной котловины (<i>Д. Д. Квасов</i>)	19
Изменения водосборного бассейна озера (<i>Д. Д. Квасов</i>)	21
Глава 4. Древние береговые образования	22
Геоморфология береговой зоны (<i>Б. И. Кошечкин</i>)	22
Возраст береговых образований по радиоуглеродным и палинологическим данным (<i>Х. А. Арсланов, И. В. Делюсина, М. Г. Козырева, Б. И. Кошечкин</i>)	26
Возраст береговых образований по археологическим данным (<i>Б. И. Кошечкин, В. А. Назаренко</i>)	33
Основные этапы развития береговой зоны (<i>Б. И. Кошечкин</i>)	35
Глава 5. Донные отложения	36
История исследования донных отложений (<i>И. Н. Давыдова</i>)	36
Общая характеристика донных отложений (<i>Л. А. Субетто, А. Е. Рыбалко, М. А. Спиридонов</i>)	37
Датирование донных отложений с помощью палеомагнитного метода (<i>В. А. Балмутов</i>)	42
Стратиграфия донных отложений озера и палеоклиматология Приладожья по палинологическим данным (<i>И. В. Делюсина</i>)	46
Изменение экологических условий в озере по данным диатомового анализа (<i>И. Н. Давыдова</i>)	53
Остатки беспозвоночных в донных отложениях (<i>И. А. Шлягова</i>)	61
Глава 6. История озера по зоогеографическим данным	63
История озера по данным об иктофауне (<i>Л. А. Кудерский</i>)	63
История озера по данным о фауне высших ракообразных (<i>Л. А. Кудерский</i>)	66
История озера по данным о фауне моллюсков (<i>Т. И. Петрова, Я. И. Старобогатов</i>)	67
История озера по данным о фауне олигохет (<i>В. И. Понченко</i>)	70
Глава 7. Основные этапы развития озера (<i>Д. Д. Квасов, Х. А. Арсланов, И. Н. Давыдова, Б. И. Кошечкин</i>)	72
Глава 8. Современное состояние озера и тенденции развития природных процессов (<i>В. А. Румянцев</i>)	75
Часть 2. Онежское озеро	77
Глава 1. Природные особенности озера (<i>Д. Д. Квасов</i>)	77
Глава 2. Развитие представлений об истории озера (<i>Д. Д. Квасов</i>)	78
Глава 3. Происхождение и развитие озерной котловины	79
Рельеф озерной котловины (<i>Б. И. Кошечкин</i>)	79
Возникновение озерной котловины (<i>Д. Д. Квасов, А. В. Амантов</i>)	80

	Развитие котловины во время миклушинского межледникового (<i>Д. В. Малаховский</i>)	81
	Позднеледниковая история озерной котловины (<i>Д. Д. Квасов</i>)	81
Глава 4.	Древние береговые образования	83
	Геоморфология береговой зоны (<i>Д. Д. Квасов, В. И. Кошечкин</i>)	83
	Геохронология и палинология отложений озерных террас (<i>В. И. Кошечкин, В. И. Хомутова</i>)	85
	Возраст береговых образований по археологическим данным (<i>Г. А. Папкрусhev</i>)	87
Глава 5.	Донные отложения	89
	Общая характеристика донных отложений (<i>Д. А. Субetto</i>)	89
	Стратиграфия озерных отложений по палинологическим данным (<i>В. И. Хомутова, Г. А. Елина</i>)	92
	Изменение экологических условий в озере по данным диатомового анализа (<i>Н. Н. Давыдова</i>)	96
Глава 6.	История озера по зоогеографическим данным	106
	История озера по данным об ихтиофауне (<i>Л. А. Кудерский</i>)	106
	История озера по данным о фауне высших ракообразных (<i>Л. А. Кудерский</i>)	108
	История озера по данным о фауне моллюсков (<i>Т. Н. Петрова, Я. И. Старобогатов</i>)	110
	История озера по данным о фауне олигохет (<i>В. И. Попченко</i>)	112
Глава 7.	Основные этапы развития озера (<i>Д. Д. Квасов</i>)	113
Глава 8.	Современное состояние озера и тенденции развития природных процессов (<i>В. А. Румянцев</i>)	115
Часть 3. Псковско-Чудское озеро		116
Глава 1.	Природные особенности озера и его водосборного бассейна (<i>А. В. Раукас</i>)	116
Глава 2.	Развитие представлений об истории озера (<i>А. М. Мийдел, А. В. Раукас</i>)	118
Глава 3.	Происхождение и развитие озерной котловины	120
	Рельеф дна озера (<i>А. В. Раукас</i>)	120
	Рельеф поверхности коренных пород (<i>Э. Х. Таваст</i>)	121
	Формирование озерной котловины (<i>А. М. Мийдел</i>)	121
	Геологическое строение озерной котловины (<i>А. М. Мийдел</i>)	124
	Неотектонические и современные движения (<i>А. М. Мийдел</i>)	125
	Мощность и характер четвертичного покрова (<i>А. В. Раукас</i>)	127
	Развитие гидрографической сети в водосборном бассейне озера (<i>А. М. Мийдел, Т. Э. Ханс</i>)	128
Глава 4.	Современные берега и древние береговые образования	130
	Современные берега и их рекреационное значение (<i>А. В. Раукас, Э. Х. Таваст</i>)	130
	Древние береговые образования (<i>А. М. Мийдел, Э. Х. Таваст</i>)	134
	Археологические памятники и заседание побережья озера (<i>А. М. Р. Рыук</i>)	137
Глава 5.	Донные отложения	141
	Гранулометрический состав (<i>А. В. Раукас</i>)	141
	Вещественный состав (<i>А. В. Раукас</i>)	145
	Возраст и стратиграфическое расчленение донных отложений (<i>К. Камел, Р. О. Пиррус, А. В. Раукас</i>)	146
	Эволюция диатомовой флоры (<i>Н. Н. Давыдова</i>)	148

	Донные отложения как полезные ископаемые (<i>А. В. Раукас</i>)	150
Глава 6.	История озера по зоогеографическим данным	152
	Состав и формирование современной фауны (<i>Т. Э. Тимм, А. Х. Мьямстс</i>)	152
	История фауны моллюсков (<i>В. Я. Тимм</i>)	155
	История ихтиофауны (<i>Л. А. Кудерский, Э. Р. Нику</i>)	156
Глава 7.	Основные этапы развития озера (<i>А. В. Раукас</i>)	157
Глава 8.	Современное состояние озера и тенденции развития природных процессов (<i>А. М. Мийдел, А. В. Раукас</i>)	162
Часть 4. Байкал		165
Глава 1.	Природные особенности озера (<i>Г. Г. Мартинсон</i>)	165
Глава 2.	Происхождение и развитие озерной котловины (<i>В. Д. Мац</i>)	167
	Морфоструктура	167
	Осадочная толща	178
	История развития котловины	188
Глава 3.	Рельеф дна (<i>В. В. Лут</i>)	191
Глава 4.	Донные отложения (<i>Г. С. Голдырев, Ф. И. Лазо, И. К. Шимараева, В. К. Кочетков, Г. П. Черняева</i>)	196
Глава 5.	История озера по биогеографическим и палеонтологическим данным	203
	Значение фауны и флоры Байкала для изучения истории озера (<i>Г. Г. Мартинсон</i>)	203
	История озера по данным о фауне моллюсков и других беспозвоночных (<i>С. М. Попова, Т. Я. Ситникова, И. В. Шибанова</i>)	205
	История озера по данным о фауне позвоночных (рыбы и перна) (<i>В. Г. Сидилева</i>)	211
	История озера по данным одноклеточной фауны (<i>Г. П. Черняева</i>)	213
	История развития растительности и палеоклиматология побережья озера по палинологическим данным (<i>Е. В. Безрукова</i>)	217
Глава 6.	Основные этапы развития озера (<i>Г. Г. Мартинсон</i>)	221
Глава 7.	Современное состояние озера и тенденции развития природных процессов (<i>В. К. Кочетков, Г. Г. Мартинсон</i>)	222
Часть 5. Озеро Ханка (<i>А. М. Короткий</i>)		224
Глава 1.	Природные особенности озера	224
Глава 2.	Происхождение и развитие озерной котловины	226
	Рельеф дна озера	226
	Причины возникновения плейстоценовых озерных бассейнов	227
	Развитие котловины в дочетвертичное время	228
Глава 3.	Морфология и динамика береговой зоны	233
Глава 4.	Донные отложения	236
Глава 5.	История озера по зоогеографическим данным	242
	История озера по данным об ихтиофауне (<i>Л. А. Кудерский</i>)	242
	История озера по данным о фауне моллюсков (<i>Я. И. Старобогатов</i>)	243
Глава 6.	Основные этапы развития озерной котловины	245
	Памяти Дмитрия Дмитриевича Квасова	255
	Литература	257
	С и н г л а г у	273

CONTENTS

Introduction (<i>D. D. Kvasov</i>)	5
Part I. Lake Ladoga	7
Chapter 1. Lake natural features (<i>D. D. Kvasov</i>)	7
Chapter 2. Lake history conceptual development (<i>D. D. Kvasov</i>)	8
Chapter 3. The origin and development of Lake hollow	11
The relief of lake hollow (<i>B. I. Koshechkin</i>)	11
Lake hollow origin (<i>A. V. Amator, D. D. Kvasov, D. B. Malakhovskiy</i>)	13
Hollow development during Interglacial Time (<i>D. B. Malakhovskiy</i>)	17
Lateglacial history of lake hollow (<i>D. D. Kvasov</i>)	19
Lake watershed basin alterations (<i>D. D. Kvasov</i>)	21
Chapter 4. Ancient shore formations	22
Geomorphology of shore zone (<i>B. I. Koshechkin</i>)	22
Age of shore formations according to radiocarbon and palynologic data (<i>Kh. A. Arslanov, I. V. Deljusina, M. G. Kozyreva, B. I. Koshechkin</i>)	26
Age of shore formations according to archaeological data (<i>B. I. Koshechkin, V. A. Nazarenko</i>)	33
Principal stages of shore zone development (<i>B. I. Koshechkin</i>)	35
Chapter 5. Bottom sediments	36
Bottom sediments investigation history (<i>N. N. Davydova</i>)	36
Common description of bottom sediments (<i>D. A. Subetto, A. E. Rybalko, M. A. Spiridonov</i>)	37
Dating of bottom sediments by means of paleomagnetic method (<i>V. A. Bakhmutov</i>)	42
Stratigraphy of bottom lake sediments and Ladoga paleoclimatology according to palynologic data (<i>I. V. Deljusina</i>)	46
Change of ecological conditions in Lake according to diatom analysis data (<i>N. N. Davydova</i>)	53
Invertebrate remnants in bottom sediments (<i>N. A. Shljakhova</i>)	61
Chapter 6. Lake history according to zoogeographical data	63
Lake history according to ichthyofauna data (<i>L. A. Kudersky</i>)	63
Lake history according to higher Crustacea fauna data (<i>L. A. Kudersky</i>)	66
Lake history according to Mollusca fauna data (<i>T. N. Petrova, Ju. I. Starobogator</i>)	67
Lake history according to Oligochaeta fauna data (<i>V. I. Popchenko</i>)	70
Chapter 7. Principal stages of Lake development (<i>D. D. Kvasov, Kh. A. Arslanov, N. N. Davydova, B. I. Koshechkin</i>)	72
Chapter 8. Present Lake status and natural process development tendencies (<i>V. A. Rumjantsev</i>)	75
Part 2. Lake Onega	77
Chapter 1. Lake natural features (<i>D. D. Kvasov</i>)	77
Chapter 2. Lake history conceptual development (<i>D. D. Kvasov</i>)	78
Chapter 3. The origin and development of Lake hollow	79

	The relief of Lake hollow (<i>B. I. Koshechkin</i>)	79
	Lake hollow origin (<i>D. D. Kvasov, A. V. Amantov</i>)	80
	The hollow development during Mikulinsk Interglacial (<i>D. B. Malakhorsky</i>)	81
	Lateglacial history of Lake hollow (<i>D. D. Kvasov</i>)	81
Chapter 4.	Ancient shore formations	83
	Geomorphology of shore zone (<i>D. D. Kvasov, B. I. Koshechkin</i>)	83
	Geochronology and palynology of lake terrace sediments (<i>B. I. Koshechkin, V. I. Khomutova</i>)	85
	Age of shore formations according to archaeological data (<i>G. A. Pankrushev</i>)	87
Chapter 5.	Bottom sediments	89
	Common description of bottom sediments (<i>D. A. Subetto</i>)	89
	Stratigraphy of lake sediments according to palynologic data (<i>V. I. Khomutova, G. A. Elina</i>)	92
	Change of ecological conditions in lake according to diatom analysis data (<i>N. N. Davydova</i>)	96
Chapter 6.	Lake history according to zoogeographical data	106
	Lake history according to ichthyofauna data (<i>L. A. Kudersky</i>)	106
	Lake history according to higher Crustacea fauna data (<i>V. I. Khomersky</i>)	108
	Lake history according to Mollusca fauna data (<i>T. N. Petrova, Ja. I. Starobogator</i>)	110
	Lake history according to Oligochaeta fauna data (<i>V. I. Popchenko</i>)	112
Chapter 7.	Principal stages of Lake development (<i>D. D. Kvasov</i>)	113
Chapter 8.	Present Lake status and natural process development tendencies (<i>V. A. Rumjantsev</i>)	115
Part 3.	Pskovsko-Chudskoye Lake	116
Chapter 1.	Lake and its watershed basin natural features (<i>A. V. Raukas</i>)	116
Chapter 2.	Lake history conceptual development (<i>A. M. Mijdel, A. V. Raukas</i>)	118
Chapter 3.	The origin and development of Lake hollow	120
	The relief of Lake bottom (<i>A. V. Raukas</i>)	120
	The relief of rock-building surface (<i>E. K. Tavast</i>)	121
	Lake hollow formation (<i>A. M. Mijdel</i>)	121
	Lake hollow geological structure (<i>A. M. Mijdel</i>)	124
	Neotectonic and modern movements (<i>A. M. Mijdel</i>)	125
	Thickness and character of Quarternary cover (<i>A. V. Raukas</i>)	127
	Hydrographic net development in Lake watershed basin (<i>A. M. Mijdel, T. E. Hang</i>)	128
Chapter 4.	Present shores and ancient shore formations	130
	Present shores and their recreational value (<i>A. V. Raukas, E. H. Tavast</i>)	130
	Ancient shore formations (<i>A. M. Mijdel, E. H. Tavast</i>)	134
	Archaeological relics and lake shore settlement (<i>A. M. R. Ryuk</i>)	137
Chapter 5.	Bottom sediments	141
	Granulometric composition (<i>A. V. Raukas</i>)	141

	Substantial composition (<i>A. V. Raukas</i>)	145
	Age and stratigraphic dismemberment of bottom sediments (<i>K. Kammel, R. O. Pirrus, A. V. Raukas</i>)	146
	Diatom flora evolution (<i>N. N. Davydova</i>)	148
	Bottom sediments as minerals (<i>A. V. Raukas</i>)	150
Chapter 6.	Lake history according to zoogeographical data	152
	Modern fauna composition and formation (<i>T. E. Timm, A. H. Mjamets</i>)	152
	Mollusca fauna history (<i>V. J. Timm</i>)	155
	Ichthyofauna history (<i>L. A. Kudersky, E. R. Pihw</i>)	156
Chapter 7.	Principal stages of Lake development (<i>A. V. Raukas</i>)	157
Chapter 8.	Present Lake status and natural process development tenden- cies (<i>A. M. Mijdel, A. V. Raukas</i>)	162
Part 4.	Bajkal	165
Chapter 1.	Lake natural features (<i>G. G. Martinson</i>)	165
Chapter 2.	The origin and development of Lake hollow (<i>V. D. Matz</i>)	167
	Morphostructure	167
	Sediment thickness	178
	Hollow development history	188
Chapter 3.	Bottom relief (<i>B. V. Lut</i>)	191
Chapter 4.	Bottom sediments (<i>G. S. Goldyrev, F. I. Lazo, I. K. Shimaraeva, V. K. Kochetkov, G. P. Chernjaeva</i>)	196
Chapter 5.	Lake history according to biogeographical and paleontological data	203
	Baikal flora and fauna meaning for Lake history study (<i>G. G. Martinson</i>)	203
	Lake history according to Mollusca and other invertebrate fauna data (<i>S. M. Popova, T. J. Sitnikova, I. V. Shibanova</i>)	205
	Lake history according to vertebrate fauna (fish and seal) data (<i>V. G. Sidileva</i>)	211
	Lake history according to diatom fauna data (<i>G. P. Cher- njaeva</i>)	213
	Vegetation development history and shore paleoclimatology according to palinologic data (<i>E. V. Bezrukova</i>)	217
Chapter 6.	Principal stages of Lake development (<i>G. G. Martinson</i>)	221
Chapter 7.	Present Lake status and natural process development tendencies (<i>V. K. Kochetkov, G. G. Martinson</i>)	222
Part 5.	Lake Khanka (<i>A. M. Korotky</i>)	224
Chapter 1.	Lake natural features	224
Chapter 2.	The origin and development of Lake hollow	226
	Lake bottom relief	226
	Causes of Pleistocene lake basin origin	227
	Hollow development during Pre-Quaternary Time	228
Chapter 3.	Morphology and dynamics of shore zone	233
Chapter 4.	Bottom sediments	236
Chapter 5.	Lake history according to zoogeographical data	242
	Lake history according to ichthyofauna data (<i>L. A. Kudersky</i>)	242

Lake history according to Mollusca fauna data (<i>Jo. I. Starobogator</i>)	243
Chapter 6. Principal stages of Lake hollow development	245
To the memory of Dmitry Dmitrievich Kvasov	255
Bibliography	257
Summary	273