

ФАЦИАЛЬНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ

© 2000 г. Н. И. Свиридов, Е. М. Емельянов

*Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук
236000 Калининград (обл.), просп. Мира, 1*

Поступила в редакцию 18.09.98 г.

Обобщены геологические и сейсмоакустические данные (свыше 25000 км сейсмоакустических профилей и около 1000 геологических станций с отбором проб донных осадков), полученные за последние 30 лет в балтийских экспедициях на судах Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Выполнена прямая увязка сейсмоакустических разрезов с геологическими колонками. Составлена карта (масштаба 1 : 500000) распространения четвертичных фациально-литологических комплексов на морском дне, соответствующих определенным этапам геологической истории Балтийского бассейна. Выделено четыре таких комплекса (снизу вверх): I – морены с максимальной мощностью во врезам и грядах 60–170 м; II – ленточные глины приледниковых водоемов и Балтийского ледникового озера мощностью до 25 м во впадинах; III – озерно-морские гомогенные глины, достигающие во впадинах мощности 4–8 м; IV – морские отложения (илы, алевриты, грубозернистые образования), накопившиеся в условиях активных придонных течений, мощность которых в Готландской впадине составляет 2–4 м, в Гданьской – 4–6 м, в конусах выноса и авандельтах – 10–20 м. Четвертичная толща пронизана сквозными (унаследованными) врезами, в которых отмечаются наибольшие мощности голоценовых осадков. Ныне эти врезы служат трассами выноса осадочного материала к основанию склонов и к центральным частям впадин, а также каналами прорыва глубинных (по разломам и трещинам) и диагенетических (из толщи осадков) газов к поверхности дна. В Гданьской впадине седиментация идет более интенсивно (до 100–120 см за 1000 лет); здесь накапливаются мощные толщи (около 15–20 м в авандельте р. Вислы) песков, алевритов, глин. В Готландской впадине осадконакопление идет медленнее (до 50–60 см за 1000 лет), илы тут более тонкозернисты, а разрезы их маломощны (2–4 м).

Геологические и сейсмоакустические исследования, проводившиеся в Центральной и ЮВ Балтике на протяжении нескольких десятилетий, дали богатую информацию о строении как верхней части разреза донных отложений (по геологическим данным), так и всей четвертичной толщи (по данным сейсмоакустики). Результаты этих исследований освещены во многих статьях и монографиях. Большая часть схем донных осадков, представленных в ранних публикациях [Блажчишин, 1976; Емельянов, 1992; Емельянов и др., 1992б; Emelianov, 1988, 1995], была составлена по геологическим материалам, т.е. пробам донных осадков, отобранными дночерпателями и трубками. Ареалы распространения тех или иных типов донных осадков оконтуривались путем интерполяции с учетом рельефа дна. Схемы обычно составлялись либо для верхнего слоя осадков (0–5 см), либо для срезов (через 0.5 или 1.0 м) без учета сейсмоакустических материалов. В местах с редкой сетью геологических станций такой метод картирования позволял наметить положение границ донных осадков лишь в общих чертах. С другой стороны, использование для картирования

только сейсмоакустических данных (с учетом некоторых критериев, позволяющих оценивать петрофизические свойства осадков по рисунку отражений [Свиридов, 1982, 1984а]), также дает лишь приблизительную картину распространения осадков на морском дне.

В последние 12 лет благодаря изучению тонкой структуры осадочных тел на полигонах с помощью высокоразрешающих сейсмоакустических методов, а также прямой увязки сейсмоакустических разрезов с геологическими данными (с пробами донных осадков, отобранных дночерпателями, трубками и драгами) было существенно уточнено как общее строение четвертичной толщи, так и границы распространения различных типов донных осадков.

Целью настоящей статьи является: объединение геолого-геофизических методов картирования и создание итоговой карты распространения фациально-литологических комплексов четвертичных отложений на морском дне в наиболее изученной части моря (Центральной и Юго-Восточной Балтике), подробная характеристика вещественного состава и структуры этих комплек-

сов, а также освещение наиболее важных факторов и процессов, обусловивших характер их распределения и накопления.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Материалы. В основу статьи положены сейсмоакустические и геологические материалы (рис. 1), полученные за последние 30 лет сотрудниками Лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН (возглавляемой Е.М. Емельяновым) в экспедициях на судах Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН "Профессор Добрынин", "Шельф", "Академик Курчатов", "Профессор Штокман", "Академик Мстислав Келдыш", "Академик Сергей Вавилов".

Сейсмоакустические разрезы (рис. 2) записаны в диапазоне частот 0.06–100 кГц с помощью сейсмической аппаратуры, эхолотов и эхолот-седиментографов. Разрешающая способность этих методов от 0.3–0.5 до 5–10 м. При отборе проб донных осадков использовались ударные и вибропоршневые трубки, дночерпатели и драги; во многих экспедициях отбор проб контролировался подводным фотографированием [Блажчишин и др., 1976а]. Точность привязки станций и профилей в открытом море на ранних этапах исследований (до 1986 г.) оценивается в 1–3 км, на более поздних – 0.2–0.3 км.

Методика геологической интерпретации сейсмоакустических данных. Геологическая интерпретация сейсмоакустических разрезов ранее обсуждалась во многих работах [Блажчишин и др., 1985; Григялис и др., 1991; Свиридов, 1982, 1984а, б, 1990, 1991]. Смысл ее заключается в идентификации выделенных на сейсмоакустических разрезах слоев и рефлекторов с вещественным составом осадков, изученных по образцам, поднятым с морского дна (рис. 3). В основу такой интерпретации положен рисунок отражений – геометрия и степень контрастности отражающих границ (см. рис. 2), которые определяются петрофизическими свойствами осадков и физико-географическими условиями их накопления [Свиридов, 1982, 1991].

Для определения мощности слоев и глубины залегания отражающих границ, а также их литологической идентификации изучались петрофизические свойства осадков в образцах [Блажчишин и др., 1976б; Орленок и др., 1993; Свиридов, 1977, 1980; Слободяник и др., 1987а]. Разные типы донных осадков существенно отличаются друг от друга по акустическим свойствам (таблица) и на литологических контактах дают резкие скачки физических параметров. В геологических колонках таким скачкам нередко соответствуют поверхности размыва. Изменение вещественного (или гранулометрического) состава, а на сейсмоакустических разрезах – сильные рефлекторы, по-

верхности размыва и углового несогласия (см. рис. 2, 3).

Постепенно наметились объективные критерии, позволяющие по рисунку отражений на сейсмоакустических разрезах оценивать литологические типы донных осадков, изменения их физических свойств и физико-географических условий накопления, особенно придонной гидродинамики. На качественном уровне интерпретации эти критерии выглядят следующим образом.

Яркая контрастность рефлекторов в акустически стратифицированных толщах (при фиксированной частоте регистрации) соответствует резкому изменению петрофизических свойств на границах раздела и указывает на неоднородность (гетерогенность) осадочного разреза. Гладкие рефлекторы, прослеживающиеся непрерывно на значительном протяжении (см. рис. 2, разрезы 1, 3, 4, 5), свидетельствуют о синхронном изменении условий седиментации в пределах обширных площадей. Такие записи характерны для внутренних частей сравнительно мелководных бассейнов.

Осветленные (акустически прозрачные) слабостратифицированные толщи указывают на их петрофизическую однородность (гомогенность) (см. рис. 2, разрезы 4, 5, 9, слой "а"). Они типичны для центральных частей обширных глубоководных водоемов, где седиментация слабо зависит от физико-географических и гидродинамических условий и реализуется в стабильной обстановке при интегрирующем влиянии водной среды, что способствует накоплению здесь непрерывных осадочных разрезов. Такие осадки дают слабые отражения от дна.

Облекающий тип слоистости в стратифицированных толщах (см. рис. 2, разрезы 1, 3, 4, 5, слой "г_{II}") характерен для озерных условий осадконакопления (приледниковых водоемов) с ярко выраженной сезонной цикличностью, слабой гидродинамической активностью у дна и существенной зависимостью процесса седиментации от внешних факторов (климата, подвижек ледникового края, изменения вещественного состава пород в местах размыва). Заполняющий характер осадконакопления и сглаживание рельефа седиментационной поверхности (см. рис. 2, разрезы 3, 5–11, слой "а" и "б"), напротив, указывает на морские условия седиментации с развитыми придонными течениями.

Непротяженные или прерывистые рефлекторы с крутым падением, а также обилие поверхностей углового несогласия и размыва в сильно стратифицированном акустическом разрезе свидетельствуют о резком изменении условий седиментации в пространстве и времени. Такие разрезы характерны для окраин бассейна (прибрежной мелководной зоны), где процесс осадконакопления весьма чувствителен к изменению физико-географических и

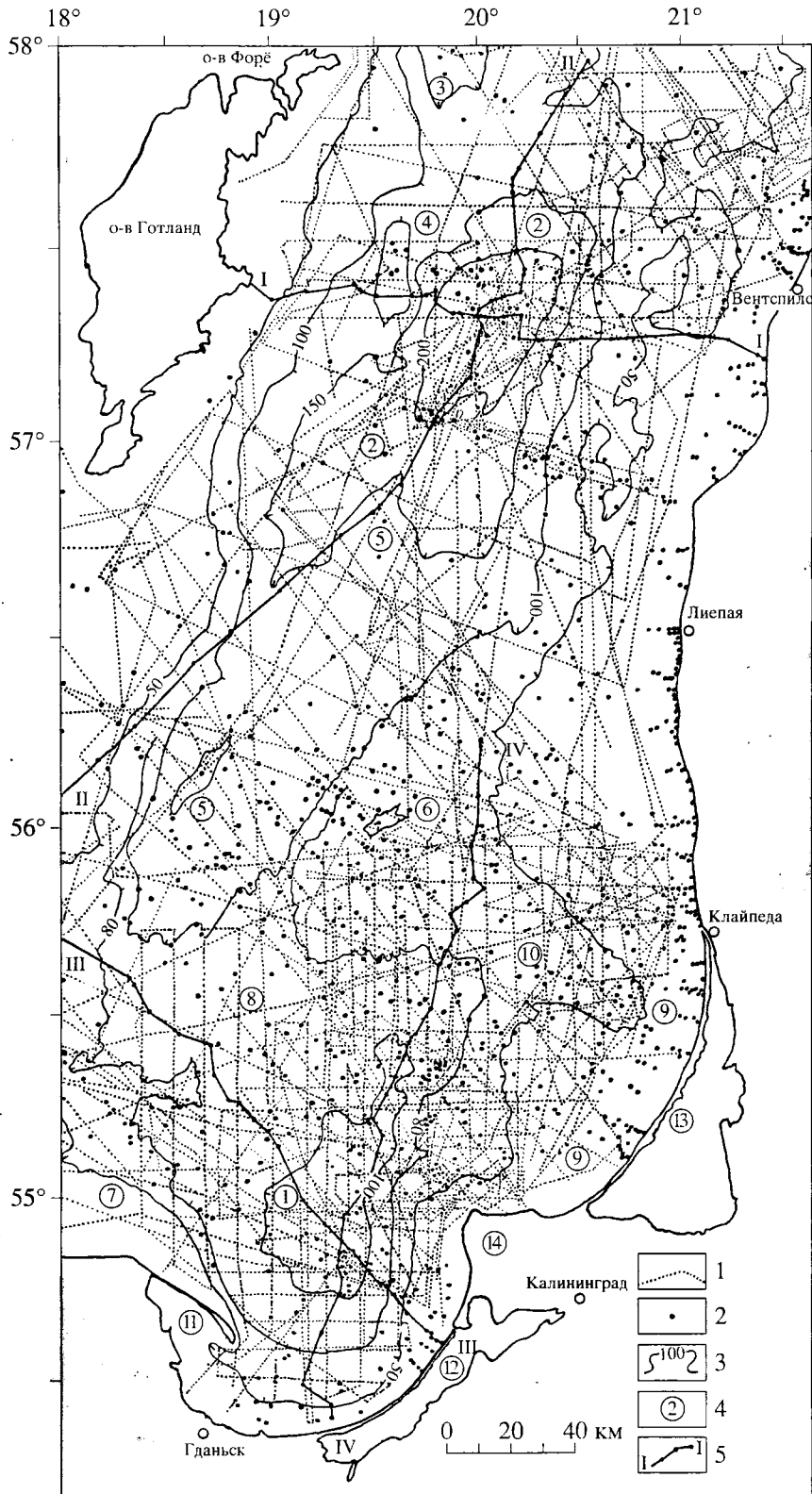


Рис. 1. Схема фактического материала.

1 – линии сейсмоакустических профилей; 2 – геологические станции; 3 – изобаты дна (м); 4 – основные морфологические элементы дна и географические названия (в кружках: 1 – Гданьская впадина, 2 – Готландская впадина, 3 – впадина Форё, 4 – Клинтс-Банка, 5 – моренная гряда Добрынина, 6 – Клайпедская банка, 7 – Хельская отмель, 8 – седловина Гданьско-Готландского порога, 9 – Куршско-Самбийское плато, 10 – долина Пра-Немана, 11 – Хельская коса, 12 – Вислинская коса, 13 – Куршская коса, 14 – Самбийский п-ов); 5 – положение геологических разрезов, указанных на рис. 5.

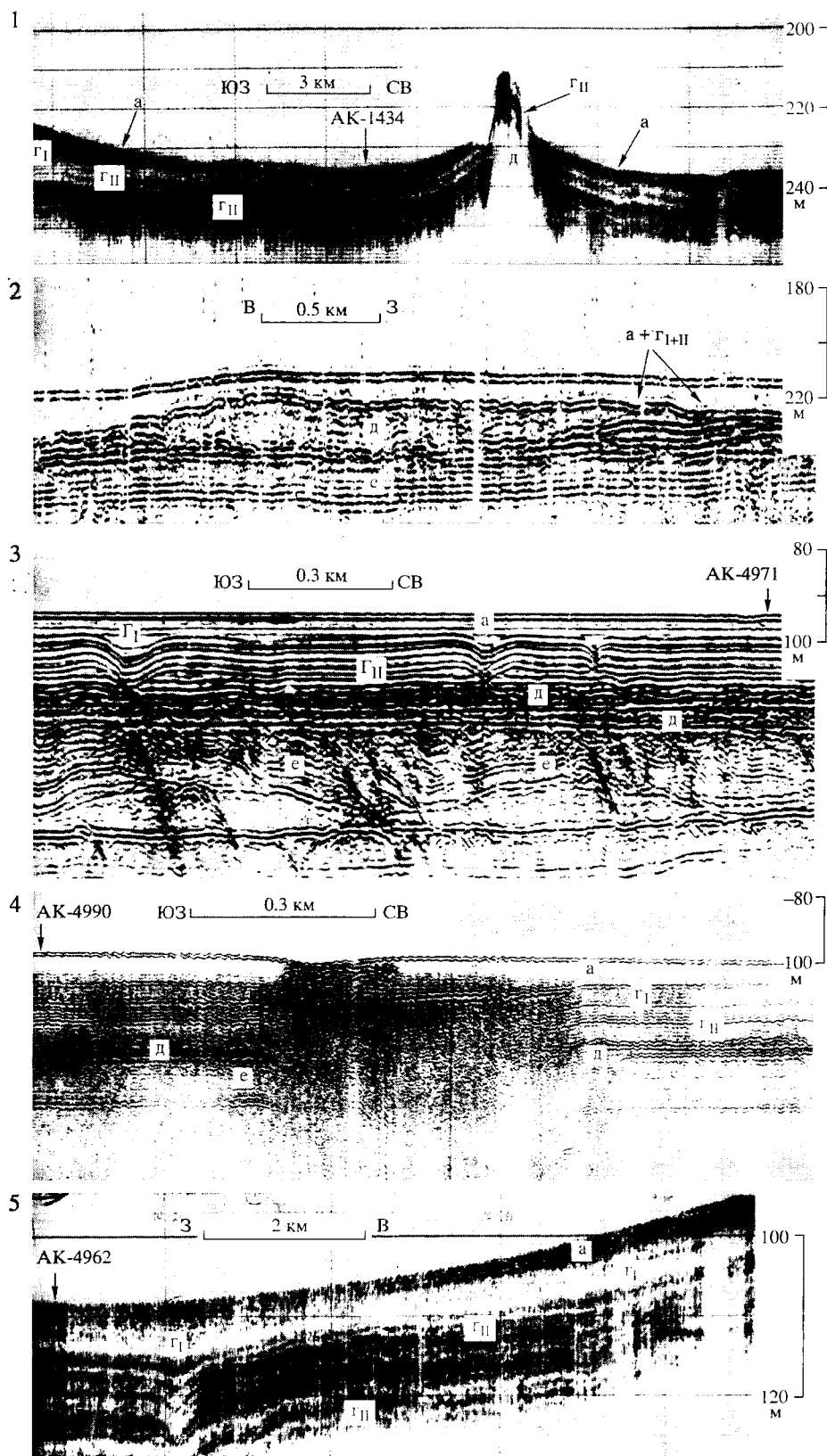


Рис. 2. Образцы сейсмоакустических разрезов.

Донные отложения: а – илы, б – алевриты, в – пески, г – глины (Г_I – гомогенные иольдиево-анцилловые, Г_{II} – ленточные приледниковых водоемов и БЛО), д – морены, е – дочетвертичные породы. Положение разрезов показано на врезке рис. 3. На разрезах 1, 3, 4, 5, 11 стрелками показано положение геологических станций.

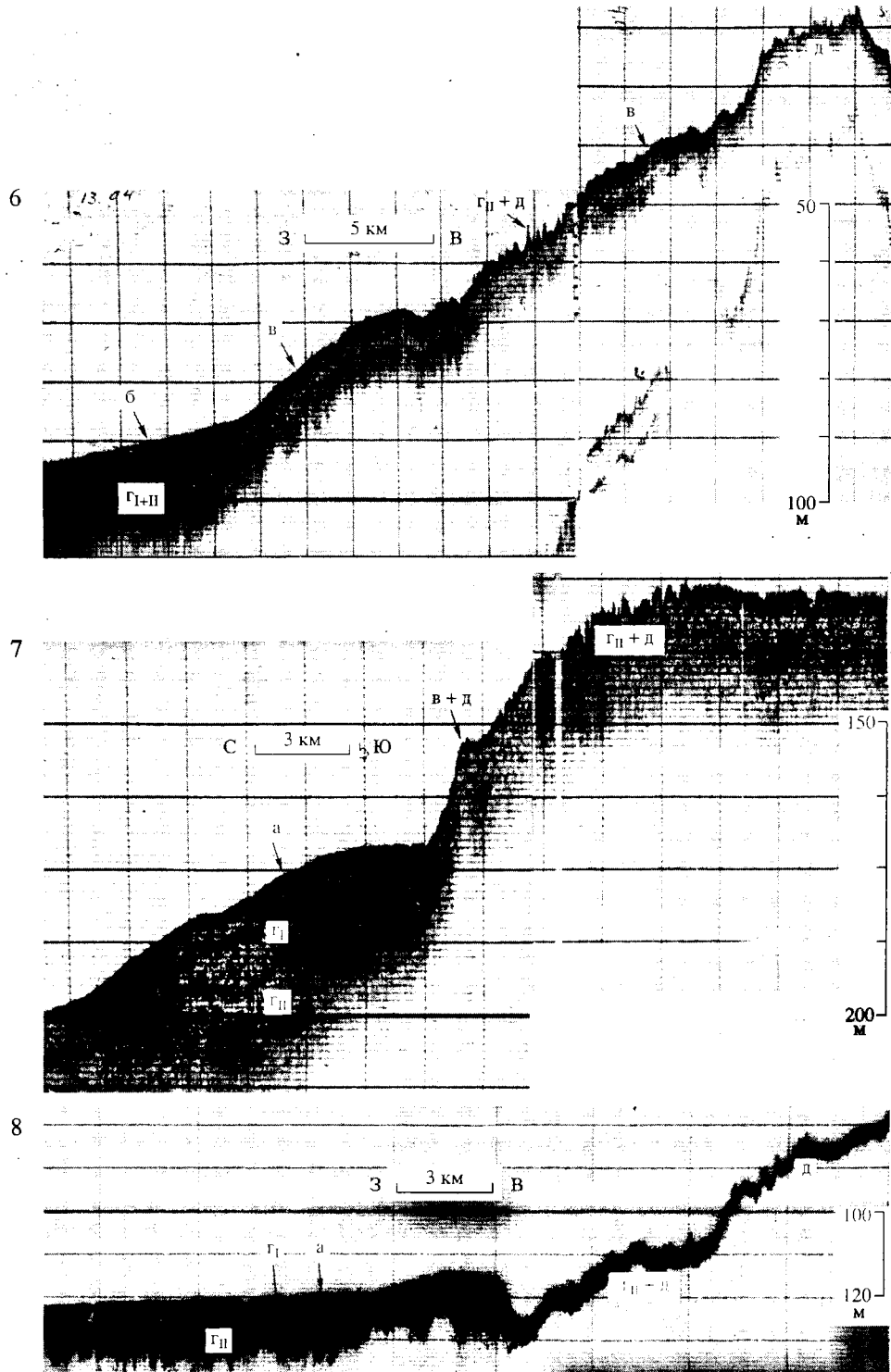


Рис. 2. Продолжение.

гидродинамических условий. Такой рисунок отражений типичен для дельтовых или присклоновых фаций [Свиридов, 1982, 1991]. Для мелководных отложений обычно характерны сильные отражения от дна.

Локальные светлые пятна на акустических разрезах (при резком уменьшении глубины зондирования) указывают на интенсивное поглощение акустической энергии в верхней части разреза, что часто связано с загазованностью осадков

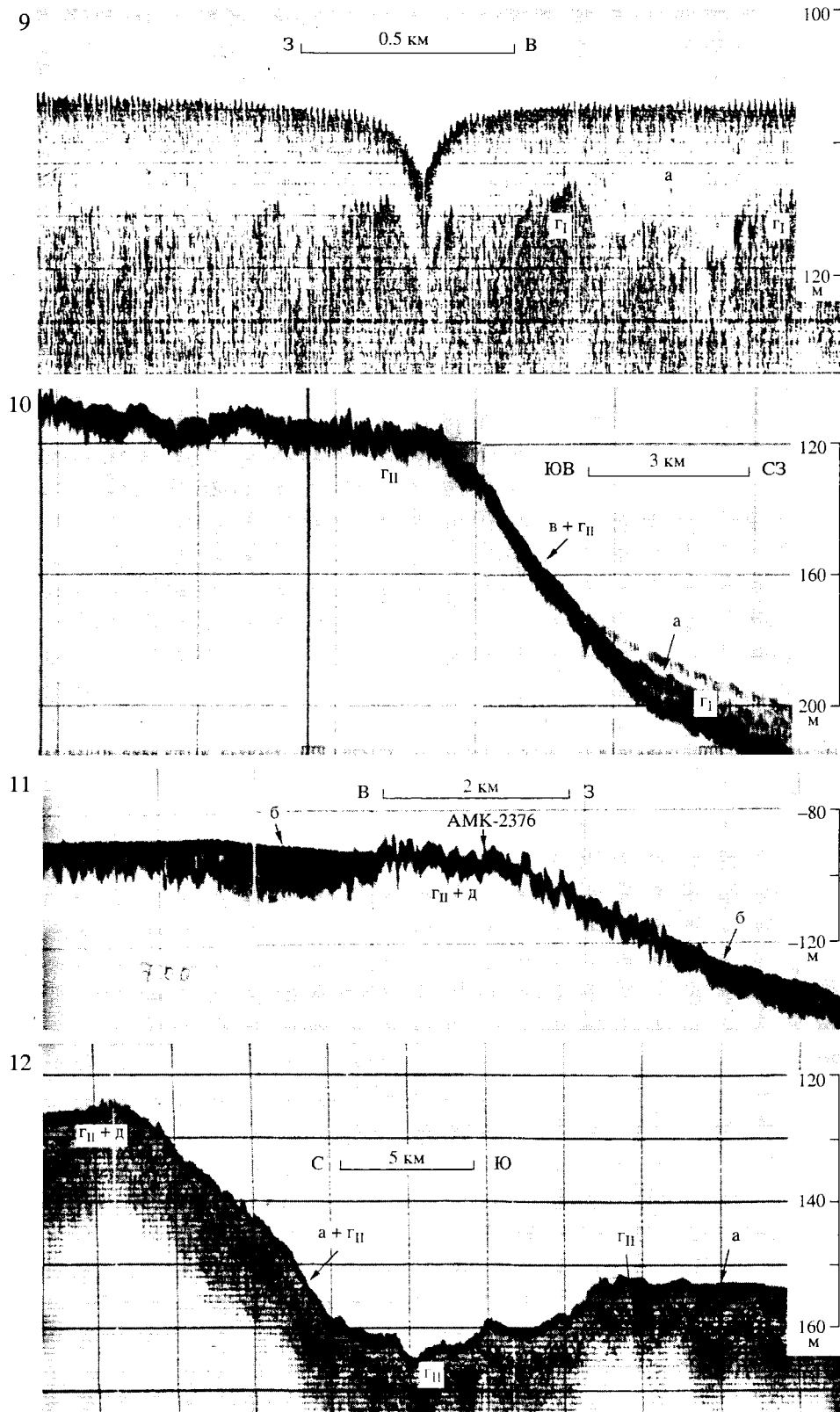


Рис. 2. Окончание.

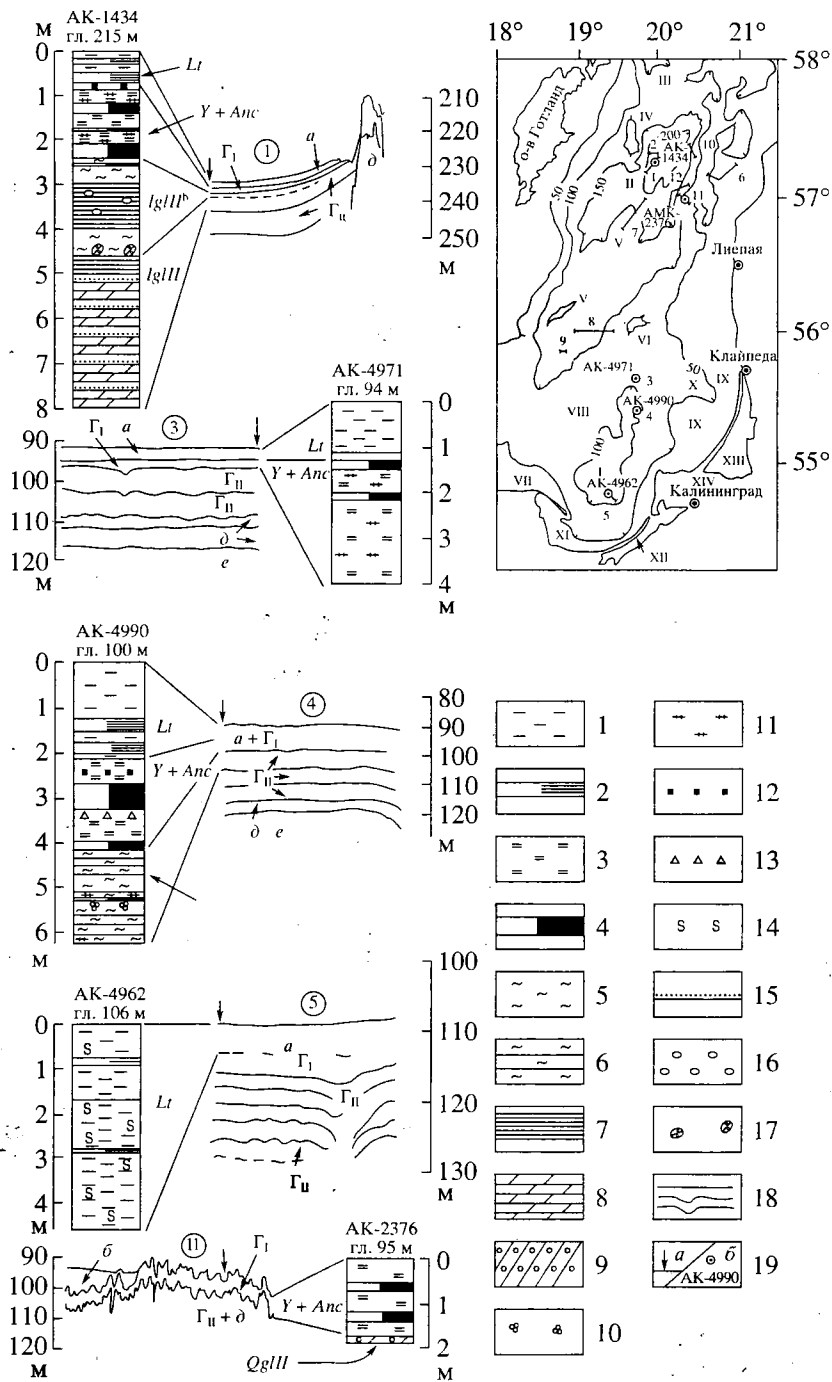


Рис. 3. Примеры увязки сейсмоакустических разрезов 1, 3, 4, 5, 11 с геологическими колонками.

Описание литолого-стратиграфических комплексов взято из работы А.И. Блажчишина [1998].

Отложения литориновые и современные, *Lt*: 1 – однородные сапропелевидные илы, 2 – микрослоистые илы; отложения иольдиево-анциллового, *Y + Anc*: 3 – сероцветные глины, 4 – гидротроилитовые слои; отложения приледниковых озер, *lgl II*: 5 – красноцветные однородные глины, 6 – полосчатые глины, 7 – микроленточные глины; отложения БЛО, *lgl III*: 8 – ленточные карбонатные глины; ледниковые отложения, *Qgl II*: 9 – морены; 10 – барит; 11 – гидротроилит; 12 – пирит; 13 – вивианит; 14 – кавернозность; 15 – дренажные ленты; 16 – гравий, галька; 17 – вкрапления айсберговой морены; 18 – сильные отражающие границы на сейсмоакустических разрезах; 19 – положение станций на сейсмоакустических разрезах (а) и в плане (б).

Морфологические элементы дна и географические названия: I – Гданьская впадина, II – Готландская впадина, III – впадина Форё, IV – Клинтс-Банка, V – моренная гряда Добрынина, VI – Клайпедская банка, VII – Хельская отмель, VIII – седловина Гданьско-Готландского порога, IX – Куршско-Самбийское плато, X – долина Пра-Немана, XI – Хельская коса, XII – Вислинская коса, XIII – Куршская коса, XIV – Самбийский п-ов.

[Свиридов, 1990]. Затемненные разрезы нередко наблюдаются в тонкослоистых пачках с резкой акустической стратификацией, присутствием рассеивающих поверхностей и локальных объектов. С наличием сильных рассеивателей связаны темные пятна – “бороды” (см. рис. 2, разрез 4), которые иногда регистрируются над погребенными руслами или скоплениями гидротроилита.

Хаотические отражения типичны для гетерогенных толщ (например, морен), сложенных разнородными компонентами (см. рис. 2, разрез 2, слой “д”).

Как видим, для отдельных типов донных осадков или фациально-литологических комплексов свойствен определенный рисунок отражений, что позволяет почти однозначно выделять их на сейсмоакустических разрезах. Так, морены на этих разрезах обычно вырисовываются в виде линз, гнезд или пластовых тел (см. рис. 2, разрезы 2, 3, 4) с хаотическим или чешуйчатым рисунком отражений. В рельефе дна они часто образуют возвышенности с расчлененной поверхностью (см. рис. 2, разрезы 1, 6–8, 10–12). У кровли и подошвы морен регистрируются поверхности углового несогласия и сильные рефлекторы, обрисовывающие морены на фоне подстилающих и покрывающих слоистых толщ (см. рис. 2, разрезы 2, 3, 4). Для ленточных глин характерна ярко выраженная слоистость, облекающий характер слоев с выдержанной по латерали мощностью (см. рис. 2, разрезы 1, 3, 4, 5; рис. 3, разрезы 1, 4). Они записываются в виде отдельных пачек с характерным только для них рисунком отражений. При этом микроленточные глины на низких частотах могут выглядеть как “гомогенные” толщи и лишь на высоких частотах обнаруживают акустическую стратификацию. Гомогенные глины на всех частотах выделяются как осветленные слои. В виде осветленных толщ с неясно выраженной слоистостью записываются также илы (см. рис. 2, разрез 4, 5, 9; рис. 3, разрезы 3, 4, 5). Слабые отражения от илистого дна объясняются газонасыщенностью верхнего слоя осадков. Алевроиты чаще всего выделяются как акустически полупрозрачный (или прозрачный) слой с достаточно сильными отражениями от дна (см. рис. 2, разрезы 6, 11). Пески, сглаживая дно, образуют сильные отражающие поверхности, которые экранируют подстилающие толщи (см. рис. 2, разрезы 6, 7, 10). Очень сильным акустическим экраном с рассеивающей поверхностью дна являются гравийно-галечные и валунные скопления.

Методика составления карт и разрезов. Используя указанные критерии, были составлены карты распространения четвертичных фациально-литологических комплексов на морском дне (рис. 4). Для этого привлекались данные о ранее выделенных литолого-стратиграфических ком-

Акустические свойства четвертичных отложений Балтийского моря

Типы донных отложений	Скорость звука, км/с*	Плотность, г/см ³
Морены	$\frac{1.50-2.20}{1.70}$	$\frac{1.80-2.40}{1.78}$
Ленточные и гомогенные глины	$\frac{1.34-1.72}{1.50}$	$\frac{1.18-1.85}{1.37}$
Алевроиты	1.48	1.33
Пески	1.68	$\frac{1.42-2.00}{1.68}$
Илы	$\frac{0.30-1.48}{1.40}$	$\frac{1.06-1.35}{1.21}$
Вся четвертичная толща	1.60	–
Водный слой	1.47	–

* Над чертой – пределы изменений, под чертой – средние значения.

плексах [Блажчишин, Лукашев, 1981; Блажчишин, 1985], схемы типов донных осадков (слой 0–5 см). [Емельянов и др., 1992б; Emelyanov, 1988], сведения по стратиграфическому расчленению колонок [Блажчишин, 1985, 1998; Емельянов и др., 1995; Emelyanov, Lukashina, 1995], а также 25 литологических разрезов, пересекающих Готландскую и Гданьскую впадины, составленных нами по колонкам и скважинам. Использовались и другие публикации по сейсмоакустическим, геологическим и геоморфологическим исследованиям в Балтийском море [Орленок и др., 1993; Репечка и др., 1991; Тримонис, 1987; Vaczyk, Nowak, 1965; Bjerkeus et al., 1995; Eitminowicz, 1982; Elhammer et al., 1988; Floden, 1980; Repečka et al., 1997; Uściniowicz, Zachowicz, 1991, 1994]. В качестве батиметрической основы взяты карты В.М. Литвина [Гуделис, Литвин, 1976; Гялумбаускайте и др., 1991], уточненные позднее М.В. Руденко. Все картографические материалы изначально подготовлены в масштабе 1 : 500000.

Поскольку максимальная разрешающая способность сейсмоакустических методов составляет 0.3–0.5 м, то эти методы не позволяют выделять маломощные (менее 0.3–0.5 м) толщи осадков. Поэтому на картах осадков (см. рис. 4) и литологических разрезах (рис. 5) такие толщи нанесены лишь по геологическим данным с учетом глубины моря и рельефа дна. Когда мощность осадков превышала 0.5 м, использовалась как сейсмоакустическая, так и геологическая информация. При локальном распределении маломощных слоев голоценовых отложений (мощностью в несколько сантиметров–дециметров) в легенде указывались подстилающие комплексы (морена

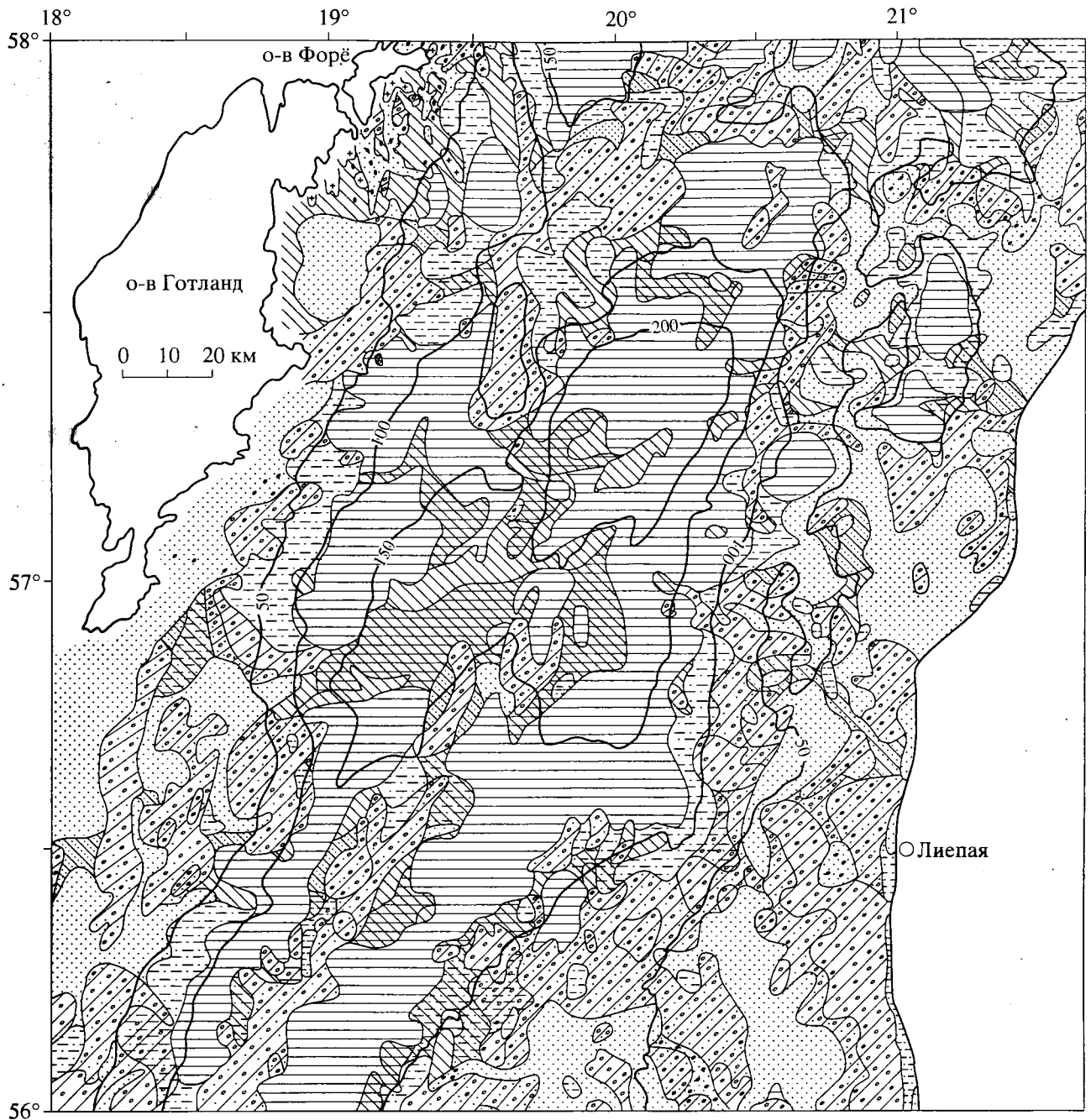


Рис. 4. Схематическая карта распространения фациально-литологических комплексов на дне Центральной и ЮВ Балтики.

1-4 – комплекс морских голоценовых отложений (Hl_{2-3}): 1 – илы, 2 – алевриты, 3 – пески, 4 – крупнозернистые пески, гравий, галька, валуны; 5 – глинистый комплекс (глины приледниковых водоемов, БЛО, июльдиево-анцилловые, Hl_1); 6 – моренный комплекс ($Q_{gl} II$); 7-12 – двучленные отложения: глины (7-9) и морены (10-12), частично перекрытые тонким слоем (менее 0,5 м) илов (7 и 10), алевритов (8 и 11), песков, гравийно-галечных и валунных образований (9 и 12); 13 – дочетвертичные породы; 14 – изобаты дна (м).

или глины), частично перекрытые тонким слоем илов, алевритов или песков.

В силу малого масштаба на приведенной в данной статье карте (см. рис. 4) показаны не все комплексы (не показаны комплексы, которые, обнажаясь на дне локально, занимают малые площади).

Комплексы с близкими условиями образования были объединены: донные и покровные морены объединены в моренный комплекс, глины приледниковых водоемов и Балтийского ледникового озера (БЛО) – в глинистый. По той же причине для отложений морского голоцена (Hl_{2-3}) даны

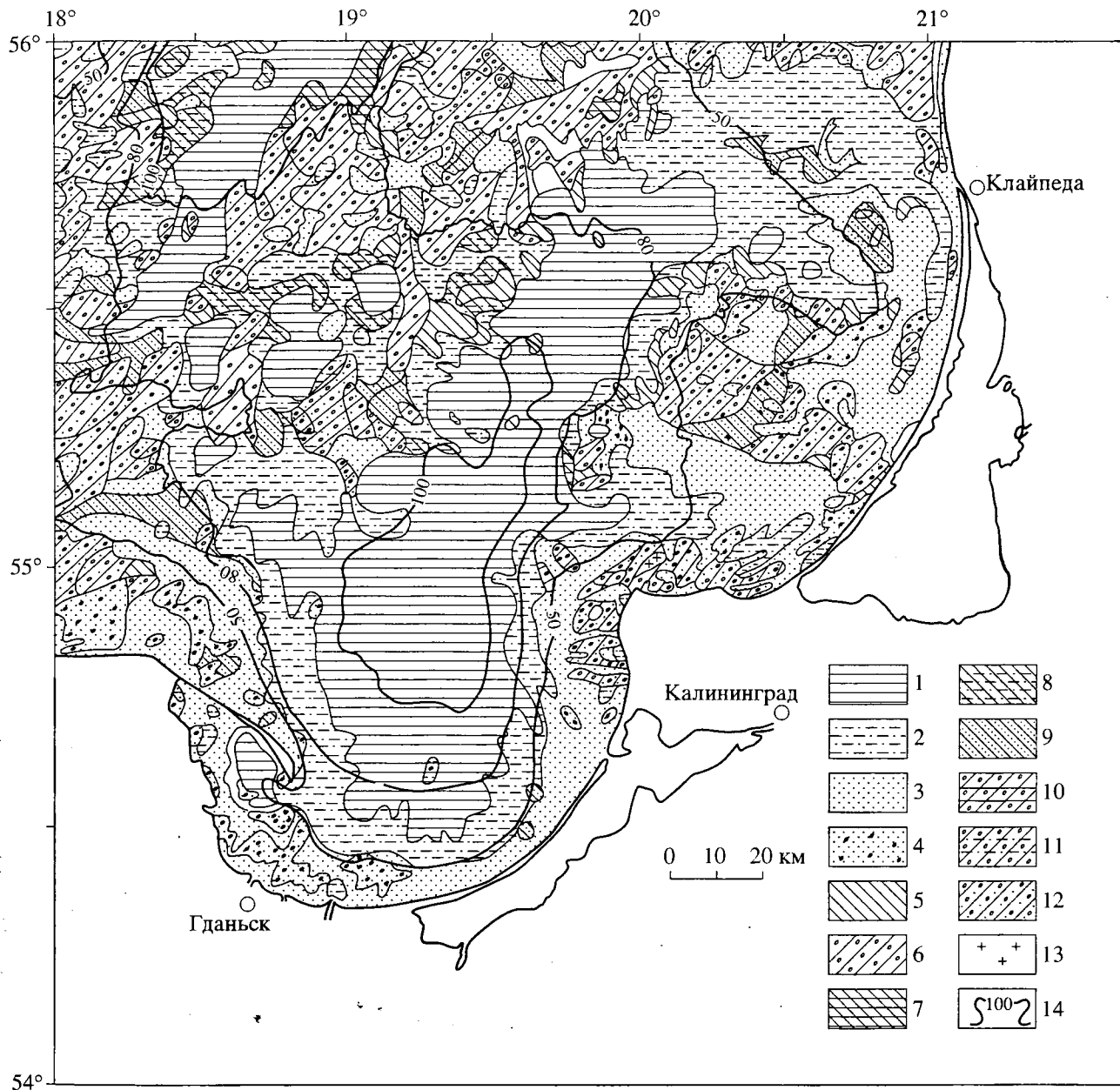


Рис. 4. Окончание.

лишь усредненные значения илов, алевритов и песков. В градацию “илов” включены илы алевритово-пелитовые и пелитовые, в градацию “але-вритов” – крупные алевриты и мелкоалевритовые илы, в градацию “песков” – пески крупно- и мелкозернистые.

Разрезы четвертичных отложений составлены по сейсмоакустическим материалам, а их верхняя часть подтверждена геологическими данными (колонками осадков). Вертикальный масштаб разрезов позволяет показать на них комплекс иольдиево-анцилловых глин. Мощности осадочных ком-

плексов вычислены исходя из средних значений скоростей седиментации (см. таблицу).

РЕЛЬЕФ СОВРЕМЕННОГО ДНА И РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОРОД

Рельеф дна. В рельефе дна Центральной и ЮВ Балтики вырисовываются две впадины – Гданьская и Готландская, разделенные Гданьско-Готландским порогом (см. рис. 1 и 3). На северо-восточной окраине указанный порог оканчивается Клайпедской банкой (глуб. 50–55 м), на юго-запад-

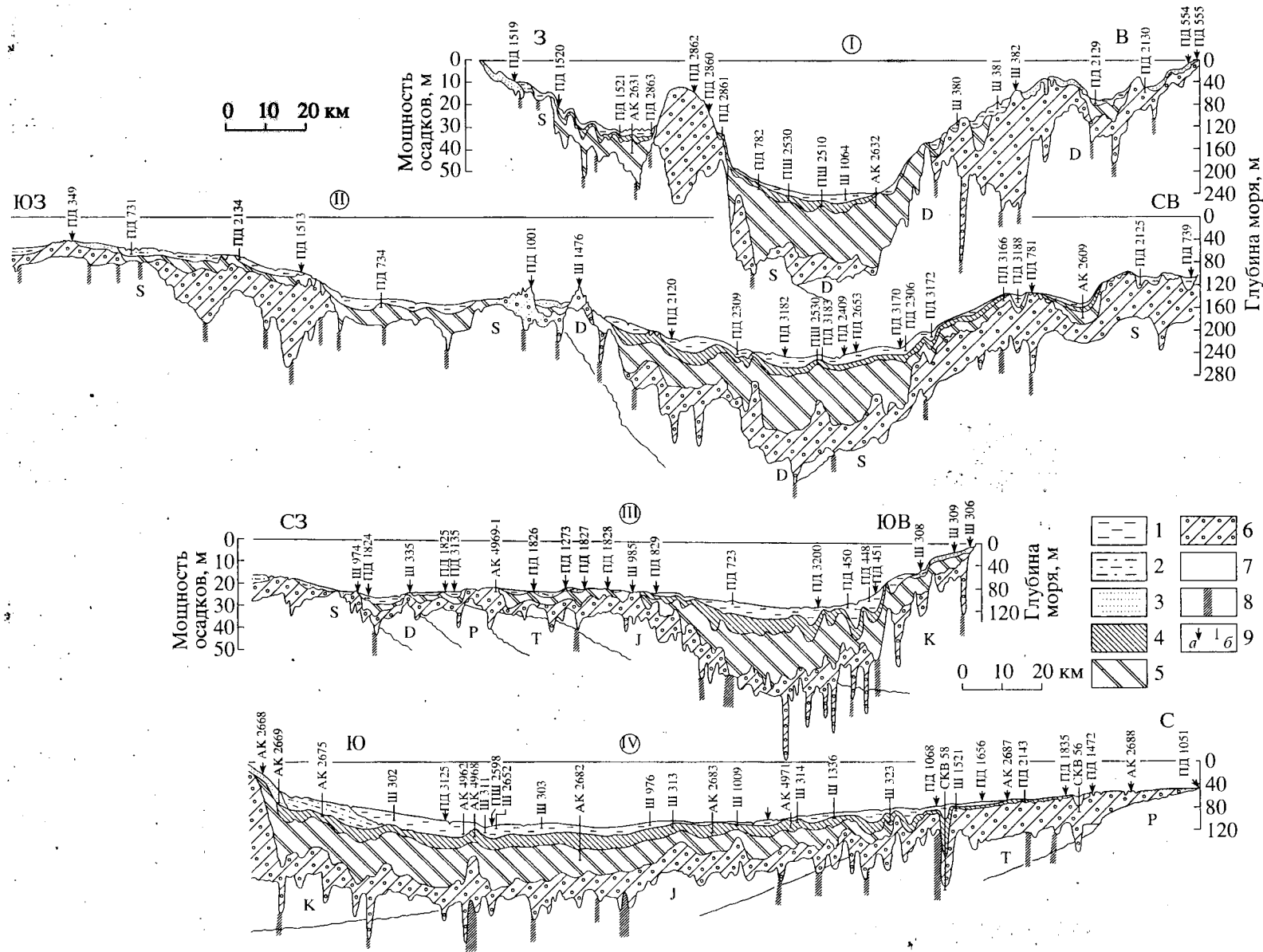


Рис. 5. Схематические геологические разрезы четвертичной толщи (положение разрезов см. на рис. 1).

1–3 – комплекс морских голоценовых отложений (1 – илы, 2 – алевриты, 3 – пески); 4 – комплекс гомогенных иольдисово-анцилловых глин; 5 – комплекс ленточных глин приледниковых водоёмов и БЛО; 6 – моренный комплекс; 7 – возраст дочетвертичных пород (S – силур, D – девон, P – пермь, T – триас, J – юра, K – мел); 8 – зоны дробления и тектонической трещиноватости в дочетвертичных отложениях; 9 – геологические станции с отбором проб дночерпателями (а) и трубками (б).

ной – Хельской отмелью (глуб. до 30 м); в средней части порог осложнен седловиной (глуб. 80–90 м), соединяющей обе впадины.

Гданьская впадина, с максимальной глубиной около 110 м, имеет крутые (1° – 5°) юго-западный, южный и юго-восточный склоны и пологие (несколько угловых минут) – северо-западный, северный и северо-восточный. Западнее Куршской косы в рельефе дна намечается долина Пра-Немана (глуб. 30–80 м), которая разделяет прибрежное Куршско-Самбийское плато на две части: северо-восточную (Клайпедское плато) и южную (Самбийское плато). Первая образует аккумулятивную равнину с уклоном к юго-западу; поверхность второй сильно эродирована и наклонена к северу и западу.

Готландская впадина на ЮЮЗ представлена двумя узкими понижениями, разделенными моренной грядой Добрынина. Северный и южный склоны впадины пологи (несколько угловых минут), а западный и восточный – сравнительно круты (1° – 3°) и почти параллельны друг другу. Более выровненная поверхность западного склона плавно погружается к востоку, следуя падению дочетвертичных слоев; поверхность восточного склона, наклоненная в обратную сторону, осложнена уступами. Самая глубокая часть бассейна (Центрально-Готландская впадина) образует замкнутую котловину (глуб. 240–249 м), обрамленную глубоководными склонами (глуб. 180–230 м).

Склоны впадин и банок осложнены врезами и древнебереговыми террасами. Последние особенно ярко выражены в ЮВ части региона.

Поверхность дочетвертичных пород, выработанная в палеозой-мезозойских осадочных комплексах, сильно расчленена и осложнена многочисленными врезами глубиной в несколько десятков метров (см. рис. 2, разрез 4; рис. 5). На сейсмоакустических разрезах эта поверхность выделяется как сильный отражающий горизонт (см. рис. 2, разрезы 2, 3, 4). В Гданьской впадине она достигает отметок минус 143 м, в Готландской – минус 290 м. Ее региональные черты закладывались под воздействием неотектонических движений, однако в период оледенений и позднее она подверглась интенсивной ледниковой экзарации и эрозии, чему благоприятствовало обилие в осадочном чехле зон тектонической трещиноватости [Свиридов и др., 1976; Свиридов, 1984], а также общий уклон поверхности к югу и ЮВ – в направлении падения дочетвертичных слоев и движения ледника. Максимальная расчлененность указанной поверхности отмечается вблизи крутых (восточного и южного) склонов впадин (см. рис. 5), которые препятствовали движению ледника, вызвавшего здесь гляциодинамические нарушения в дочетвертичных терригенных толщах (см. рис. 2, разрез 3). Ныне эта поверхность почти везде перекрыта четвертичными от-

ложениями и лишь в отдельных местах (на крутых склонах, уступах и на участках интенсивного размыва дна) обнажается на морском дне.

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Акустическая структура четвертичных отложений в Центральной и ЮВ Балтике изменяется по разрезу и латерали (см. рис. 2), что обусловлено петрофизической их неоднородностью. Акустическая неоднородность по разрезу ярко выражена во впадинах, где в слоистой толще прослеживаются сильные рефлекторы, часть которых совпадает с поверхностями углового несогласия и размыва. Латеральная неоднородность усиливается на склонах, банках и на мелководье, где кроме поверхностей размыва и углового несогласия в осадочной толще появляются локальные тела с линзовидной или чешуйчатой структурой.

В силу разных причин (размыв дна, неотложение осадков, выклинивание слоев) во многих местах их четвертичных разрезов выпадают те или иные осадочные комплексы. Особенно это характерно для склонов, банок и мелководья, где ныне наблюдаются двучленные разрезы, представленные мореной или глинами, прикрытыми тонким слоем песков или алевритов. Наибольшей полнотой и мощностью отличаются четвертичные толщи во впадинах, где в их основании часто залегают морены, перекрытые глинами и илами. По региональной стратиграфической шкале [Блажчишин, 1976, 1985] здесь выделяются шесть литолого-стратиграфических комплексов, некоторых из которых были объединены.

Моренный комплекс. В Центральной и ЮВ Балтике морены обнажаются на поверхности дна или вскрываются колонками на глубинах моря от 10 до 150 м (см. рис. 2, 3, 4, 5). Они представлены плотными валунными и безвалунными суглинками, супесями и глинами от темно-коричневого до серого цветов, образующими два нижних (I, II) литолого-стратиграфических комплекса [Блажчишин, 1976, 1985; Емельянов и др., 1992б; Репечка и др., 1991].

Верхнеплейстоценовые морены мощностью свыше 5 м вскрыты колонками на восточном склоне Готландской впадины, где они подстилаются девонскими красноцветными толщами. В основании разреза морен здесь залегают очень плотные красно-бурые суглинки основной морены, переслаивающиеся с мореноподобной глиной; эти суглинки перекрыты серой слоистой толщей (безвалунными мореноподобными глинами с прослоями морен), характерной для начальной стадии приледниковых озер [Блажчишин и др., 1991]. Морены среднего плейстоцена (монолитные ва-

лунные суглинки и супеси темно-коричневого и желто-коричневого цветов) обнаружены у побережья Латвии и на Клайпедской банке [Репечка и др., 1991], а также у южного побережья Гданьского залива, где время их образования оценивается в 112–132 тыс. лет [Выпых и др., 1988; Eitminowitz, 1982]. Нижнеплейстоценовые морены (валунные суглинки и супеси серого и зеленовато-серого цветов) известны на суше [Гайгалас, 1979; Мелешите, 1976; Рухина, 1973]; в пределах Балтийского моря они могут заполнять отдельные врезы. Большая часть морен на дне Балтики оставлена отступающими ледниками последнего оледенения (13–10 тыс. лет) [Блажчишин и др., 1991; Репечка и др., 1991; Свиридов, Гайгалас, 1974; Mögner et al., 1977].

В разрезах морен нередко регистрируются гнездообразные тела [Свиридов, Гайгалас, 1974], образующие с соседними врезами (в дочетвертичных породах) сопряженные экзарационно-аккумулятивные пары. Как и на суше [Горецкий, 1972], эти тела могут быть связаны с моренными грядами, озами или отторженцами дочетвертичных пород.

Петрографический состав крупнообломочно-го материала морен зависит от состава подстилающих пород и закономерно изменяется к югу [Блажчишин, 1976, 1985; Гайгалас, 1979]. На севере морены обогащены обломками докембрийских кристаллических пород, захваченных ледником на территории Скандинавии и в районе Северной Балтики; среди тонкого материала в них преобладают супеси зеленоватого и голубовато-серого цветов. В Центральной Балтике среди крупнообломочного материала морен возрастает доля осадочных пород (карбонатных и бескарбонатных терригенных обломков), истирание которых привело к увеличению глинистости и карбонатности морен (35% CaCO₃). В связи с присутствием в породах подледникового ложа красноцветов девона и перми цвет морен становится коричневым и серовато-коричневым.

Судя по сейсмоакустическим данным [Свиридов, Гайгалас, 1974; Floden, 1980; Mögner et al., 1977], морены залегают в виде однослойного или многослойного покрова либо в виде сложнопостроенных локальных тел (см. рис. 2, разрезы 1–4), облекая или нивелируя поверхность дочетвертичных пород (см. рис. 5). Во многих местах морены размыты тальными ледниковыми водами или придонными течениями. Последнее характерно для мелководья, где воздействие штормов и придонных течений проявляется с наибольшей силой. Размываясь труднее (а потому медленнее) по сравнению с озерными или морскими осадками, морены нередко образуют на дне положительные формы рельефа.

На Гданьско-Готландском пороге и в мелководной зоне между Клайпедой и Лиенапой на об-

ширных площадях дна морены либо отсутствуют, либо встречаются фрагментарно в виде тонкого слоя мощностью 0–10 м (см. рис. 5, разрезы III, IV). Однослойные морены в виде протяженных пластов и линз мощностью 10–30 м регистрируются на дне впадины (см. рис. 2, разрез 2), где могут быть связаны с основной (донной) мореной. Двуслойные морены общей мощностью в несколько метров (с выровненной кровлей и подошвой нижнего слоя) обнаружены в северо-восточной части Гданьской впадины (см. рис. 2, разрез 3), а также вскрыты колонками на Куршско-Самбийском плато [Блажчишин и др., 1991], где они представлены основной сероцветной мореной, разделенной межморенными прослоями (песками и коричнево-красными гомогенными глинами).

Многослойные морены в виде переслаивания толщ с хаотическим и слоистым рисунком отражений мощностью 20–50 м заполняют многие врезы в дочетвертичных отложениях Центральной и Южной Балтики [Свиридов, Гайгалас, 1974; Свиридов, 1984б; Vjerkeus et al., 1995]. Как и на суше, где в разбуренных врезках обнаружены разновозрастные морены, разделенные глинистыми и песчано-гравийными отложениями [Гайгалас, 1979; Мелешите, 1976], в пределах Балтийского моря морены во врезках могут также иметь разный возраст и относиться к разным фазам оледенений или к разным осцилляциям ледникового края. Многослойные морены со сложной структурой в виде серии переслаивающихся линз ярко выражены на склонах Готландской впадины, образуя в рельефе дна гряды и банки (см. рис. 2, разрезы 1, 6, 12; рис. 5, разрезы I, II). Максимальной мощности (60–80 м) они достигают на восточном склоне этой впадины и на Клинтс-Банке (12–170 м). Субширотные гряды северного склона мощностью 30–40 м разделяют впадины Форё и Готландскую. Многие из этих гряд лежат на продолжении краевых ледниковых форм суши [Свиридов, Гайгалас, 1974; Mögner et al., 1977].

В рассматриваемом регионе намечаются три пояса конечных морен: северный, средний и южный [Свиридов, Гайгалас, 1974; Mögner et al., 1977], которые можно проследить и по карте (см. рис. 4). Северный пояс протягивается по западному, северному и восточному склонам Готландской впадины от о-ва Готланд в направлении Рижского залива и далее на о-ва Сааремаа, где коррелируется с Паливерской (или Пандиверской) конечно-моренными грядами Невской фазы оледенения. Средний пояс начинается севернее Лиенапы и простирается на ЮЗ вдоль Гданьско-Готландского порога к Слупской банке (на ЮЗ, за пределами региона); он соответствует конечным моренам Лужской фазы. Фрагменты южного пояса имеются на Куршско-Самбийском плато, у Самбийского п-ова, на Хельской отмели

и у южного побережья, где отождествляются с Крестецкой и Лужской фазами.

Комплекс ленточных глин. Ленточные глины приледниковых водоемов и Балтийского ледникового озера – БЛО (13–10 тыс. лет) распространены гораздо шире, чем морены. Судя по сейсмоакустическим данным, они присутствуют в четвертичных осадочных толщах практически на всех глубинах моря (см. рис. 2–5). На склонах впадин, банках, а также на Гданьско-Готландском пороге и Куршско-Самбийском плато эти глины частично перекрыты тонким слоем песка, хотя во многих местах, размываясь придонными струями, обнажаются на поверхности дна. Нижняя граница глин на акустических разрезах определяется по смене хаотических отражений регулярными и появлением слоистости; верхняя граница представляет собой сильный отражающий горизонт, связанный с поверхностью размыва, которая на окраине осадочного бассейна переходит в угловое несогласие. Для всей толщи ленточных глин характерна облегающая слоистость и почти не меняющаяся по латерали мощность слоев (см. рис. 2).

Ленточные глины исключительно тонкодисперсны (фракции менее 0.001 мм достигают 70–75%), имеют коричневый, светло-коричневый, буровато-серый, серый или зеленовато-серый цвета, обладают высокой плотностью и пластичностью, обогащены хемогенными карбонатами [Блажчишин, 1985; Блажчишин и др., 1991].

Груболенточные глины приледниковых водоемов (с толщиной лент 1–10 см) вскрыты на восточном склоне Готландской впадины на глубине моря 160 м [Блажчишин, 1985, 1998; Блажчишин и др., 1991]. Их неполный разрез мощностью 3–4 м представлен здесь несколькими пачками, разделенными дренажными лентами. Пачки объединяются в 2 (иногда 3) серии: нижняя – сероцветные груболенточные глины с повышенной карбонатностью (30–50% CaCO_3) и верхняя – тонкослоистые красноцветные глины; эти серии разделены мореноподобной глиной. В Гданьской впадине длинными колонками (7–10 м) подняты ленточные глины и суглинки с прослоями алевроитов, а также супеси с прослоями песков – глины здесь также обогащены карбонатами (8–30% CaCO_3) [Давыдова и др., 1970]. Аналогичные глины вскрыты колонками на Гданьско-Готландском пороге, где из-за сильного размыва их остаточная мощность составляет 5–10 м.

Отложения Балтийского ледникового озера (БЛО) представлены микроленточными (толщина годовой пары лент менее 1–2 мм) и гомогенными глинами коричневого и серовато-коричневого цветов, мощность которых в Готландской впадине в среднем составляет 2.5 м, в Гданьской – 4.5 м. Гомогенные глины характерны для верхней части разреза, где они выражены в виде отдель-

ных горизонтов мощностью 0.3–1.0 м. Скорость накопления глин БЛО оценивается в 1–3 мм/год [Блажчишин, 1985]. На этих глинах залегают пачки микроленточных и гомогенных глин общей мощностью 5–12 м, которые отлагались на самой поздней стадии развития БЛО и в раннем Иольдиевом море [Блажчишин и др., 1976а, 1991; Блажчишин, 1985]. От подстилающих глин ранних этапов БЛО они отделены базальным горизонтом (из алевроита или песка с обильными включениями материалов ледникового разноса), который лучше всего выражен на окраинах седиментационного бассейна. Лишь в некоторых местах центральной части бассейна эти глины залегают почти без перерыва, наследуя облегающий характер ленточных глин БЛО.

Анализ слоистой структуры ленточных глин [Блажчишин, 1976, 1998; Гайгалас, 1979; Емельянов и др., 1992б; Мелешите, 1976; Репечка и др., 1991; Рухина, 1973] показывает, что толщина лент в целом уменьшается вверх по разрезу. В груболенточных глинах приледниковых водоемов мощность зимних (темных) лент обычно не превышает 1 см, а летних (светлых) достигает нескольких сантиметров и даже десятков сантиметров. В отложениях БЛО толщина лент составляет несколько миллиметров. Разрез завершается гомогенными глинами. В летних (толстых) лентах обычно содержится грубый песчано-алевритовый материал с повышенным содержанием карбонатных зерен, которые вблизи берегов образуют базальные горизонты. Вдали от источников сноса (в центре впадин) летние ленты более тонкие, сложены более дисперсным материалом и в значительной степени обогащены хемогенным карбонатом [Блажчишин, 1985, 1998].

Намеченная по колонкам макроструктура ленточных глин (появляющаяся в виде пачек мощностью 0–10 м), нередко разделенных поверхностями размыва или базальными горизонтами [Блажчишин, 1985; Блажчишин и др., 1991; Емельянов и др., 1992б; Тримонис, 1987], ярко выражена также и на сейсмоакустических разрезах. Здесь эти глины вырисовываются как сильно стратифицированные толщи (см. рис. 2), в которых базальные горизонты и поверхности стратиграфического или углового несогласия во многих случаях совпадают с сильными рефлекторами. Для высокочастотного эхосигнала некоторые из этих рефлекторов служат акустическими экранами. Такой экран, соответствующий контакту карбонатных и бескарбонатных глин, проявляется на многих акустических разрезах и почти повсеместно прослеживается на глубине 7–20 м от дна, поднимаясь на склонах к поверхности дна.

Высокая стратифицированность ленточных глин и облегающий тип слоистости связаны со спецификой их накопления в замерзающих при-

ледниковых водоемах, обладающих слабой гидродинамической активностью у дна [Блажчишин, 1985; Квасов, 1975; Рухина, 1973]. Пульсации ледникового края, обусловленные неотектоническими проявлениями и изменениями климата [Гайгас, 1979; Mörner et al., 1977], вызывали резкую смену режима седиментации (изменение источников размыва и гидрохимической обстановки в бассейне), что повлекло за собой изменение вещественного состава и физических свойств как размываемых пород в питающих петрографических провинциях, так и формирующихся слоистых пачек с характерными только для них внутренней структурой и рисунком акустических отражений. Указанные пульсации проявились и в цикличности (ритмичности) осадконакопления, которая отразилась на появлении в разрезах ленточных глин седиментационных циклов продолжительностью 2,5; 5; 11; 22; 40, а иногда 30 и 50 лет [Блажчишин, 1985]. Потепления климата приводили к увеличению скорости седиментации (за счет увеличения мощности летних лент), которая возрастала вверх по разрезу от 2–3 до 20–30 мм/год на временном интервале в 250 лет.

Видимая на разрезах акустическая стратификация связана отнюдь не с сезонными лентами, которые в данном случае не воспринимаются акустическими методами (в силу недостаточной разрешающей способности), а с мощными пачками лент, сформировавшимися в течение одного какого-либо межстадиального или межосцилляторного периода, когда ленточные глины накапливались наиболее интенсивно [Рухина, 1973]. Образование сильных акустических границ в ленточных глинах происходило синхронно с интенсивными продвижениями ледникового края, создавшими предпосылки для резкого изменения всех петрофизических свойств в осадочном разрезе, т.е. несут на себе следы геологических событий и являются в силу этого границами событийными. Их возраст может быть оценен по крупным ледниковым подвижкам, известным в геологической истории Балтийского бассейна и увязанным с хронологической шкалой [Mörner et al., 1977].

Спуск вод БЛО, связанный с раннеиольдиевой регрессией (10,2 тыс. лет) – “катастрофическое” геологическое явление в развитии Балтийского бассейна, которое вызвало опускание уровня вод на 26 м [Квасов, 1975] и привело к размыву ранее отложенных донных осадков и к последующему возникновению в осадочных разрезах резких литологических границ (дренажных прослоев), угловых и стратиграфических несогласий. Поверхность ленточных глин была эродирована, порезана многочисленными руслами [Свиридов, 1990], составлявшими подводную дренажную сеть того времени.

Ленточные глины образуют основу четвертичного осадочного разреза – 2/3 его мощности, которая во впадинах достигает 25 м. В Гданьской впадине, по сравнению с Готландской, отмечаются более сложные (более стратифицированные) разрезы глин, зато в Готландской впадине стратификация глинистых разрезов выражена контрастнее. По своему внутреннему строению и специфическим физико-географическим условиям накопления вся толща ленточных глин выделяется как единый структурно-фациальный комплекс.

Комплекс гомогенных (гидротроилитовых) глин соответствует иольдиево-анцилловой стадии развития Балтийского водоема (H_{I1}). Чаще всего эти глины заполняют углубления подстилающей поверхности [Блажчишин, 1985; Емельянов и др., 1992б; Романова, 1991], слегка наследуя структурный план ленточных глин БЛО (см. рис. 2, разрезы 1, 3; рис. 5). На склонах впадин и банок они либо выклиниваются, либо частично или полностью эродированы. Размываемые ареалы этих глин обнаружены в глубоководных частях впадин среди полей илов над возвышениями подстилающей поверхности (см. рис. 2, разрезы 1, 7; рис. 4, 5).

Литологический разрез иольдиево-анцилловых глин состоит из 3-х (Готландская впадина) или 4-х (Гданьская впадина) пачек мощностью от 0,5 до 4 м [Блажчишин, 1985]. Пачки разделены базальными горизонтами, поверхностями размыва или литологически. В толще этих глин выделяются несколько гидротроилитовых и сульфидных горизонтов мощностью 10–40 см. Часть горизонтов является маркирующими, что обеспечивает их точную стратиграфическую привязку.

Рассматриваемые глины формировались в озерно-морских условиях при смене климата, трансгрессивно-регрессивных режимов и гидрохимических условий в водоеме (изменение солености и концентрации кислорода в придонных водах) [Блажчишин и др., 1976; Блажчишин, 1985; Емельянов и др., 1992а; Романова, 1991], поэтому их литологический состав, цвет, текстура и физические свойства отличаются большим разнообразием. Они представляют собой слабоуплотненные текуче-пластичные тонкодисперсные (до 70% субколлоидного материала) осадки с гомогенной, пятнистой, микрослоистой или полосчатой текстурой, иногда со следами биотурбаций. Цвет глин в зависимости от содержания гидротроилита варьирует от голубовато-серого и серого до темно-серого; иногда они содержат пятна, прослои или полосы черного цвета. Эти глины выделяются как по литологическим, так и по акустическим признакам. На периферии впадин в основании глинистой толщи прослеживается базальный горизонт, который соответствует спуску БЛО; в колонках из центра впадин это событие выражено в виде едва

заметного перерыва или поглубения осадков [Блажчишин, Лукашев, 1981; Блажчишин, 1985; Емельянов и др., 1992a]. Кроме того, в нижней части глинистой толщи выделяется маркирующий горизонт темнопалевых глин (мощностью 5–10 см).

По сейсмоакустическим данным, внутренняя структура и мощность озерно-морских глин меняются по латерали: в одних местах они регистрируются как акустически прозрачные, в других – как стратифицированные толщи (иногда с прерывистой слоистостью) с линзами или темными пятнами, вызванными скоплениями гидротроилита. Внутри глинистого разреза нередко прослеживаются 1–2 слабые акустические границы, которые могут быть связаны с изменениями физических свойств и с перерывами регрессивного типа. Верхняя граница глин выражена визуально, намечаясь по изменению литологического состава и физических свойств [Блажчишин и др., 1976б]. У их кровли и подошвы во многих случаях видны поверхности углового несогласия и размыва, которые на окраинах осадочного бассейна совпадают с сильными акустическими рефлекторами. Однако в центральных частях бассейна верхний рефлектор может исчезать и тогда глины сливаются с покрывающими толщами, что создает проблемы при их выделении.

Иольдиево-анциллово-серые и серо-черные (гидротроилитовые) глины повсеместно выделяются как промежуточный структурный комплекс с характерным для него переходом от облекающей слоистости (озерный тип) к заполняющей (морской тип) [Блажчишин, 1985, 1998; Свиридов, 1984a]. Мощность комплекса в среднем составляет 3–5 м; в Готландской впадине она равна 3 м, в Гданьской – достигает 5–8 м. Скорость накопления этих глин изменяется от 0.5 до 1.5 (и даже до 2–4) мм/год [Блажчишин, 1985]; в Гданьской впадине она оценивается в 1.35 мм/год [Купцов и др., 1984].

Комплекс морских голоценовых осадков (Hl_{2-3}). Самая верхняя часть разреза четвертичной толщи представлена осадками морского голоцена: терригенными сапропелевидными илами, алевритами и грубозернистыми образованиями (песками, гравием, галькой, валунами). Они отлагались в литориновую и современную стадии развития Балтийского моря (в течение 7800 последних лет) в условиях развитых, меняющихся по интенсивности придонных течений [Свиридов и др., 1997; Емельянов, 1998; Емельянов, Гриценко, 1999]. Эти отложения, по сравнению с более древними, изучены лучше и подробно описаны во многих работах [Блажчишин, 1976, 1985, 1998; Блажчишин, Лукашев, 1981; Емельянов, 1987; Емельянов и др., 1992a, б; Репечка и др., 1991; Тримонис, 1987; Emelyanov, 1988, 1995].

Сапропелевидные (3–5% $C_{орг}$) и сапропелевые (5–10% $C_{орг}$) илы занимают глубоководные впа-

дины, покрывая 25–30% площади дна (см. рис. 2, 4, 5). Они начинают отлагаться на уровне галоклина (глуб. 60–80 м) и ниже – в зоне “пассивной” седиментации [Емельянов, 1987; Свиридов и др., 1997; Emelyanov, 1988]. В Гданьской впадине граница илов появляется на глубине 60–62 м, занимая стабильное положение на уровне нижней части галоклина (глуб. 70–90 м). В Готландской впадине она формируется на глубине 50–90 м, стабилизируясь под галоклином (на глуб. 115–150 м); причем у восточного склона этой впадины, где гидродинамическая активность у дна больше, эта граница расположена глубже, чем у западного [Емельянов, Гриценко, 1999; Свиридов и др., 1997; Emelyanov, 1995].

От подстилающих глин илы отделяются резкой литологической границей, которая во многих случаях сопровождается поверхностями углового несогласия и размыва и является достаточно заметным акустическим рефлектором (см. рис. 2, разрезы 1, 3, 7–10). Лишь на некоторых разрезах эта граница может исчезать и тогда илы образуют с подстилающими глинами единую акустически прозрачную толщу (см. рис. 2, разрезы 2, 4, 5). В литологическом разрезе илов выделяются 2–4 слоистых пачки мощностью от 5–10 до 30–40 см с толщиной слоев 0.15–1.50 см. Однако указанные изменения относятся к микроуровню и почти не заметны на акустических разрезах, где илы чаще всего записываются как однородный прозрачный слой (см. рис. 2, разрезы 4, 9).

По гранулометрическому составу морские голоценовые илы, по сравнению с подстилающими их озерными глинами, гораздо грубее. Они имеют гомогенную, пятнистую или микрослоистую текстуру, иногда со следами биотурбаций. Микрослоистость в илах связана с диагенетическими процессами, а также с периодической стагнацией придонных вод во впадинах, что приводит к послойному распределению разноцветного и разного по генезису и составу материала в разрезах илов [Блажчишин, 1985; Emelyanov, 1995]. Илы сильно обогащены органическим веществом, а в Готландской впадине – еще и родохрозитом (до 25% $MnCO_3$). Органическое вещество сконцентрировано главным образом в микрослоистых сапропелевых горизонтах (пачках). В зависимости от содержания органического вещества цвет илов меняется от серого и зеленовато-серого до зеленовато-бурого и черного.

Илы морского голоцена насыщены газами глубинного и диагенетического происхождения [Блажчишин и др., 1976б; Блажчишин, 1985; Геодекян, Троцюк, 1990; Тримонис, 1987; Свиридов, 1977, 1990]. Загазованные илы кавернозны, сильно пористы, с запахом сероводорода. Последний характерен для зеленовато-серых илов, в то время как черные илы (обычно слагающие верхнюю часть разреза) почти не имеют такого запаха.

Подток газов вызывает появление в илах характерных текстур – вертикальных или наклонных каналов желтовато-серого цвета [Блажчишин, 1985]. Глубинные газы, поступающие по этим каналам в толщу илов, а также диагенетические газы, образующиеся в озерных и морских голоценовых илах на глубине 1–4 м ниже дна, скапливаются в слое илов или выбрасываются в воду. При таких выбросах в рельефе дна появляются воронки (“кратеры” или покмарки) глубиной в несколько метров–дециметров, диаметром – десятки и сотни метров (см. рис. 2, разрезы 4, 8, 9).

Локальная загазованность илов приводит к образованию “Газовых подушек” в их толще и к появлению акустических аномалий [Свиридов, 1990], вызванных поглощением и рассеянием излучаемой энергии на газовых пузырьках (см. рис. 2, разрез 4). Скопление таких аномалий обнаружено в глубоководных конусах выноса: в центральной и северной частях Гданьской впадины, на ЮВ склоне Клайпедской банки, в ЮЗ части Готландской впадины. Многие аномалии регистрируются над погребенными врезами (см. рис. 2, разрез 4) и разломами, над выходами (к дочетвертичному срезу) древних базальных горизонтов [Свиридов, 1990], что свидетельствует о потоках глубинных газов из недр Земли и высокой проницаемости осадочного чехла.

Илы составляют самый верхний литолого-стратиграфический комплекс, начало формирования которого маркируется появлением микрослоистых сапропелевых горизонтов (в центре впадин) и торфяников (на мелководных окраинах). Образование торфяников относится к анцилловой регрессии, когда уровень моря понижался на 12–14 м [Квасов, 1975]. На окраинах мелеющего бассейна регрессия вызвала размыв дна, следы которого остались в осадочной толще в виде стратиграфических перерывов (базальных горизонтов и дренажных лент), поверхностей углового несогласия и локальных врезов [Свиридов, 1990]. В глубоководной зоне, где условия седиментации мало менялись, разрезы илов почти непрерывны и в них отсутствуют литологические реперы [Блажчишин, 1985, 1998].

Скорость накопления илов изменяется в пределах 0.05–0.30 (до 1.0–1.5) мм/год; в Гданьской впадине она составляет 0.14–0.60 (и более) мм/год, в Готландской – 0.05–0.50 мм/год [Блажчишин, 1985; Емельянов и др., 1992а; Емельянов, 1998; Купцов и др., 1984; Слободяник и др., 1987б].

Мощность илов во впадинах в среднем составляет: 1–3 м в Готландской впадине и 4–6 м – в Гданьской, а в некоторых углублениях подстилающей поверхности и в конусах выноса она достигает 15–20 м (см. рис. 2, разрез 9; рис. 5). Наблюдается общая тенденция увеличения мощности илов у восточных склонов впадин [Блажчишин, 1998; Емелья-

нов, 1998; Свиридов и др., 1997]. Это в первую очередь относится к Готландской впадине, где в ее средней части мощность илов составляет 1.0–2.5 м, а вблизи восточного склона достигает 4–5 м (аномально 6–8 м). Такая закономерность объясняется особенностями придонной гидродинамики Готландской впадины, куда взвесь поступает из Слупского желоба, а также из Гданьской впадины и ближайшего к ней мелководья, а также от размыва дна глубинными течениями, распространяющимися на уровне галоклина и ниже [Емельянов, Гриценко, 1999]. Эти течения, транспортируя взвесь, отклоняются вправо силой Кориолиса и поджимаются к восточному склону, где взвешенное вещество выпадает в осадок, образуя ниже по склону вдольсклоновые прирусловые валы [Свиридов и др., 1997]. Повышенная мощность илов отмечается также на участках неотектонического опускания дна.

Поскольку процесс седиментации зависит от расстояния до источников питания осадочным материалом, рельефа дна и характера придонных течений, то скорость седиментации и мощность осадков морского голоцена на мелководье и во впадинах существенно меняются от места к месту. Средние значения скоростей накопления этих осадков распределяются в очень широком диапазоне: от 0 до 50–60 см за 1000 лет в Готландской впадине и до 100–120 см за 1000 лет – в Гданьской. Причем для центральных частей впадин скорости седиментации обычно составляют: 20–50 см за 1000 лет в Готландской впадине и 20–100 см за 1000 лет – в Гданьской, в то время как в мелководных областях (глуб. менее 70 м) скорости осадконакопления в Hl_{2-3} на порядок меньше и составляют 2–10 см за 1000 лет.

Вне впадин верхняя часть разреза четвертичной толщи представлена в основном алевритами и грубозернистыми отложениями.

Алевриты на акустических разрезах чаще всего выделяются в виде единого слоя с сильными отражениями от дна (см. рис. 2, разрезы 6, 11). По сравнению с илами они встречаются в более широком диапазоне глубин (от 5 до 150 м), хотя и занимают меньшую площадь (см. рис. 4). Заполняя понижения подстилающей поверхности и сглаживая дно, алевриты накапливаются в виде узких полос вдоль склонов и их оснований, где образуют конусы выноса или пологие равнины. Самые большие поля этих осадков формируются на глубинах, соответствующих уровню галоклина (глуб. 60–90 м) и слоя минимальной турбулентности (глуб. 30–60 м) [Доронин и др., 1981; Свиридов и др., 1997]. На восточном склоне Готландской впадины алевриты залегают на 10–20 м ниже, чем на западном, а в Гданьской впадине – наоборот, что объясняется более высокой гидродинамической активностью у дна вдоль восточного склона Готланд-

ской впадины и вдоль западного склона – Гданьской [Свиридов и др., 1997]. На Гданьско-Готландском пороге встречаются в основном локальные поля алевритов (мощностью в несколько сантиметров) среди размывающихся глин и морен. В глубоководных частях впадин скопления алевритов могут быть частично связаны с выносом взвеси (с мелководья) придонными суспензионными потоками во время штормов [Свиридов и др., 1997].

Алевриты представляют собой средне- и позднеголоценовые (H_{2-3}) осадки, преобладающая часть которых относится к крупным алевритам. На прибрежных аккумулятивных равнинах (глубины 3–25 м) они отлагаются в виде узких вдольбереговых полос, а на крутых абразионных склонах – в виде локальных осадочных тел. Крупные алевриты морского голоцена представляют собой рыхлые осадки серого и зеленовато-серого цветов, в то время как на участках древней аккумуляции (например, в долине Пра-Немана) они становятся желтовато-серыми и отличаются высокой сортировкой. На больших глубинах крупные алевриты сильно заилены и приобретают черно-пятнистую окраску за счет разложения органического вещества. Мелкие алевриты отлагаются на ограниченной площади (мористее крупных алевритов) – на уровне галоклина и ниже, а также выше уровня галоклина – в локальных впадинках. Они представляют собой липкие, пластичные осадки зеленовато-серого и темно-серого (иногда черного) цветов, сильно разжиженные в верхнем слое. Общая мощность алевритов укладывается в несколько метров, достигая максимальных значений: 5–7 м – у Куршской косы и севернее Самбийского п-ова, 5–10 м – в долине Пра-Немана, 10–20 м – в конусах выноса р. Вислы [Eitminowicz, 1982; Rosa, 1991] и западнее Клайпеды [Блажчишин и др., 1991].

Пески (преобладающая фракция 0.5–0.10 мм) встречаются на глубинах моря 0–140 м (см. рис. 2, 4, 5), заполняя неровности подстилающей поверхности. В области распространения песков на сейсмоакустических записях появляются сильные многократные отражения от сглаженного дна, которые экранируют глубинные границы. Значительный объем современных песков сконцентрирован на мелководных участках дна (глуб. 0–20 м) – в зонах интенсивного волнового воздействия, где поддерживается динамическое равновесие между эрозионно-абразионными и аккумулятивными процессами и где под действием вдольбереговых течений формируются узкие (в основном прибрежные) поля песков. В волноприбойной зоне верхний слой песков мощностью 2–3 м находится в постоянном движении, поэтому пески здесь сильно разрыхлены, хорошо сортированы, имеют серый цвет со слабым желтым оттенком. В зоне пляжей и подводных валов мощность песков достигает 1–4 м.

За пределами зоны интенсивного волнового воздействия (у абразионных берегов, на островных отмелях и банках) на глубинах 20–80 м встречаются реликтовые пески, которые от современных аналогов отличаются желто-бурой и коричневой окраской [Блажчишин, 1976]. У Самбийского п-ова мощность таких песков составляет 0.5–1.0 м, а в долине Пра-Немана достигает нескольких метров. На глубоководных склонах впадин (глуб. 90–127 м) реликтовые пески сохранились в изолированных углублениях дна в виде тонкого слоя (5–10 см), покрывающего плейстоценовые отложения. Здесь они имеют зеленовато-серый или серый цвет с черными пятнами, среднюю и плохую сортировку, содержат примесь гравия, гальки и современного алевритово-пелитового материала. Мощные толщи песков (с прослоями алевритов, гравия и торфа) наблюдаются в долине Пра-Немана, в устьях крупных рек и в подводных дельтах, где их мощность варьирует от 3 до 12 м, достигая максимальных значений в конусах выноса р. Вислы [Eitminowicz, 1982; Rosa, 1991].

На глубинах 25–65 м пески выносятся придонными течениями к склонам, где образуют конусы выноса. Вдоль трасс выноса регистрируется неровное (размытое) дно и песчаные волны высотой около метра и длиной волны – единицы и десятки метров [Свиридов и др., 1997]. На уровне галоклина пески замещаются алевритами (что характерно для крутых склонов и их подножий), а ниже этого уровня они встречаются редко. Лишь на участках интенсивного размыва пологого дна (Гданьско-Готландский порог, Куршско-Самбийское плато) пески образуют местные конусы выноса или же покрывают тонким слоем морены и глины.

Наиболее стабильное положение современной границы песков контролируется верхней бровкой мелководных склонов (глуб. 30–70 м). Однако во время штормов часть песков может выноситься придонными течениями на большие глубины. На это косвенно указывают как большая глубина границы распространения песков, которая в Гданьской впадине опускается до 85–90 м, а в Готландской – до 110–140 м [Емельянов и др., 1992 г; Свиридов и др., 1997], так и локальные ареалы песков, встречающиеся в глубоководных частях впадин (хотя последние, отчасти, могут быть связаны с реликтовыми песками).

Грубозернистые отложения (гравий, галька, валуны) представляют собой продукты размыва и волновой переработки отложений дна и ближайшего побережья. Они включают в себя флювиогляциальные, реликтовые и современные образования, которые формировались на всех стадиях развития Балтийского водоема – от позднего плейстоцена до настоящего времени. Эти отложения встречаются как на прибрежных отмелях,

так и на больших глубинах (см. рис. 4, 5), где имеет (или имела) место высокая гидродинамическая активность у дна.

Гравийно-галечные и валунные образования встречаются на банках, склонах, прибрежных отмелях и чаще всего в местах размыва морен (см. рис. 4, 5), где дно подвержено воздействию интенсивных придонных течений и волноприбойных процессов. Дно, выстланное такими отложениями, является сильным акустическим экраном и интенсивной рассеивающей поверхностью. У абразионных берегов (в частности, у Самбийского п-ова) валунно-галечные скопления встречаются на глубинах 8–24 м (иногда на глуб. 50–62 м) [Блажчишин, 1976]. Гравийные отложения, сопутствующие валунно-галечным, обычно распространены мористее и шире. В виде отдельных полей они обнаружены в Центральной Балтике на глубине 67 м. Гравийные скопления (мощностью 5–10 см) чаще всего связаны с многократно перемытыми и хорошо сортированными (содержат фракции 1–2 мм до 85%) флювиогляциальными или древнебереговыми отложениями.

МОЩНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Мощность четвертичных отложений в рассматриваемом регионе Балтийского моря изменяется в широком диапазоне (от 0 до 180 м), достигая максимальных значений в моренных грядах и локальных врезках [Свиридов, Гайгалас, 1974; Свиридов и др., 1976; Свиридов, 1984а; Репечка и др., 1991; Floden, 1980; Mörner et al., 1977] (см. также рис. 5). Важнейшую роль в распределении и накоплении этих отложений сыграл рельеф доледниковой поверхности, а также рельеф дна бассейнов седиментации, где долины-врезы служили ловушками осадочного материала.

Маломощные (0–10 м) разрезы четвертичных отложений характерны для районов, где дно сложено интенсивно размывающейся мореной и глинами, частично прикрытыми тонким слоем (5–10 см) алевроитов или песков. К таким районам относятся Гданьско-Готландский порог, Куршско-Самбийское плато, часть склонов Готландской впадины, окрестности о-ва Готланд, мелководье между Клайпедой и Лиелаей. Минимальные мощности отмечаются и вдоль восточного побережья (глубина моря 10–20 м), где четвертичные отложения чаще всего размывы.

В Готландской и Гданьской впадинах мощность четвертичных отложений обычно возрастает от периферии к центру (за счет глин и илов), достигая в средней части впадин 40–60 м. На склонах Готландской впадины большие мощности (70–85 м) связаны с краевыми моренными грядами [Свиридов, Гайгалас, 1974; Mörner et al., 1977].

Узкие поля повышенной мощности, обнаруженные вблизи восточных склонов Гданьской впадины и в долине Пра-Немана, также связаны с присутствием морен, которые накапливались здесь во время длительного стояния ледника. При этом поля повышенной мощности, отмеченные над участками интенсивной ледниковой экзарации и гляциодислокаций, которым подверглись зоны тектонической трещиноватости и механически неустойчивые песчано-глинистые породы мезозоя, сохранили простирание дочетвертичных осадочных комплексов и тектонических зон [Свиридов, 1984б]. Максимальные мощности (50–180 м) обнаружены в погребенных врезках, заполненных либо песками, либо переслаиванием разновозрастных морен с песчано-глинистыми отложениями. На южных склонах Гданьской впадины мощные толщи (десятки метров) четвертичных отложений соотносятся с конусами выноса р. Вислы [Свиридов, Литвин, 1983; Eitminowicz, 1982; Rosa, 1991]. По сравнению с соседней сушей разрезы четвертичных отложений в пределах моря имеют более простое строение и меньшую мощность, поскольку морское дно находилось в зоне многократной ледниковой экзарации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Четвертичная тоща в рассматриваемом регионе формировалась в гляциальных и постгляциальных условиях, поэтому в ее разрезе присутствуют как ледниковые отложения (морены), так и отложения приледниковых озер и морских бассейнов, которые выделяются в виде самостоятельных структурно-фациальных комплексов. В средних частях впадин процесс седиментации был сглажен, переходы между структурными комплексами плавные, еле заметные, в то время как на их окраинах условия осадконакопления быстро менялись, что привело к появлению здесь резких границ между структурными комплексами и внутри них.

Морены во многих местах размывы и распространены фрагментарно. Во впадинах и на мелководных плато они представлены основной (донной) мореной, в то время как на некоторых склонах образуют краевые ледниковые формы, имеющие продолжение на суше.

Преобладающая часть четвертичной толщи во впадинах представлена рыхлыми осадками (глинами, илами), в разрезе которых намечается три структурных комплекса, соответствующих трем главным стадиям развития Балтийского моря. Нижний из них (озерно-ледниковый) сложен ленточными глинами с облегающей слоистостью, где сильные отражающие границы отвечают крупным геологическим событиям, связанным с подвижками ледников. В среднем структурном комплексе, состоящем из гомогенных серых и серо-черных (гидротроилитовых) глин, намечается переход от струк-

тур облекания к структурам заполнения; литологическая и акустическая неоднородность этого комплекса по разрезу и латерали соответствует неустойчивому режиму седиментации при неоднократной смене озерных и морских режимов. Верхний (морской) структурный комплекс, представленный илами, алевритами и грубозернистыми отложениями, формировался при повышенной гидродинамической активности бассейна с развитыми придонными течениями; для него характерны структуры заполнения впадин, образующиеся на фоне размыва дна, переотложения или неотложения осадков. Илы содержат много органического вещества (до 10% C_{org}) и сильно загазованы, что приводит к образованию в них "газовых подушек" и акустических аномалий, которые могут служить индикаторами погребенных врезов, разломных зон и скоплений органического вещества.

Возраст отложений в одних и тех же структурных комплексах меняется по латерали. Это прежде всего относится к моренам и ленточным глинам, разрезы которых формировались вслед за отступанием ледника к северу. Накопление ленточных глин в южных районах началось почти на 1000 лет раньше, чем в северных. Судя по гранулометрическому составу илов и датировкам абсолютного возраста [Блажчишин, 1985; Емельянов и др., 1992а, б; Емельянов, 1998; Купцов, 1984; Слободяник и др., 1987б], седиментация в Гданьской впадине (по сравнению с Готландской) в голоцене и в настоящее время идет более интенсивно – со скоростями от 20 до 100 см за 1000 лет; здесь осаждаются более грубый материал, поскольку значительная часть тонкой взвеси выносятся придонными течениями к северу. В Готландской впадине илы более тонкозернисты, маломощны, накачиваются медленнее – 20–50 см за 1000 лет. Отчасти это может быть связано с циклоническим характером придонной циркуляции вод в Готландской впадине, способствующей подъему взвеси, которая, достигая слоя скачка, выносятся вдоль него к склонам, где снова оседает на более высоком батиметрическом уровне [Свиридов и др., 1997]. Существенную роль в формировании четвертичной толщи во впадинах сыграл неотектонический фактор, который вызвал опускание дна и компенсационное заполнение впадин.

Седиментация сопровождалась эрозионными процессами, развитием широкой сети врезов, особенно в конце стадии БЛО. Врезы закладывались по разломам и древним руслам; многие из них развивались унаследованно, пронизывая всю осадочную толщу. В рельефе дна они выражены в виде русел, служащих трассами выноса осадочного материала на глубину [Свиридов и др., 1997]. С другой стороны, эти врезы служат каналами, по которым глубинные газы прорываются к поверхности дна. Морская (литориновая, Hl_{2-3}) стадия

Балтийского водоема с развитыми в нем придонными течениями характеризуется интенсивными эрозионно-аккумулятивными процессами, следы которых мы находим в верхнем структурном комплексе.

Полученные результаты могут найти применение в планировании крупномасштабных работ для изучения неотектонических и эрозионно-аккумулятивных процессов, уточнения геологической истории Балтийского бассейна, решения экологических и рыбопромысловых задач, в гидротехническом строительстве, при разработке месторождений стройматериалов и россыпных полезных ископаемых, а также при очистке дна от ранее захороненных взрывчатых и отравляющих веществ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 96-05-66313, 96-15-98366) и проекта 152 ФНЦ "Интеграция". Балтийский учебно-научный центр по океанологии и геоэкологии.

Авторы выражают благодарность В.М. Слободянику и С.Б. Аганесян за помощь в составлении литологических профилей и карт мощностей голоценовых осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Блажчишин А.И.* Типы донных осадков // Геология Балтийского моря / Под ред. Гуделиса В.К., Емельянова Е.М. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 187–212.
- Блажчишин А.И.* Литостратиграфические комплексы глубоководных отложений // Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря / Под ред. Гуделиса В.К. Вильнюс: Мокслас, 1985. С. 15–53.
- Блажчишин А.И.* Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
- Блажчишин А.И., Вытых К., Росса Б., Ланге Д.* Акустическая стратиграфия // Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря / Под ред. Гуделиса В.К. Вильнюс: Мокслас, 1985. С. 53–65.
- Блажчишин А.И., Гуделис В.К., Литвин В.М., Свиридов Н.И., Харин Г.С.* Геологическое строение дна // Геология Балтийского моря / Под ред. Гуделиса В.К., Емельянова Е.М. Вильнюс: Мокслас, 1976а. С. 35–94.
- Блажчишин А.И., Лукашевичус Л.С., Свиридов Н.И.* Физические свойства четвертичных отложений Балтийского моря // Океанология. 1976б. Т. XVI. Вып. 5. С. 839–845.
- Блажчишин А.И., Лукашев В.К.* Литолого-стратиграфические комплексы позднечетвертичных отложений // Осадкообразование в Балтийском море / Под ред. Лисицина А.П., Емельянова Е.М. М.: Наука, 1981. С. 232–246.
- Блажчишин А.И., Свиридов Н.И., Литвин В.М.* Геологическое строение Гданьского бассейна // Перибалтикум / Под ред. Росы Б. Гданьск: Гданьское издательство, 1991. № 5. С. 27–42.
- Вытых К., Росса Б., Федорович С.* Возраст моренных суглинков и глин дна Гданьской впадины / Геологиче-

ское строение и развитие Балтийского моря и закономерности формирования ископаемых ресурсов: Тез. докл. рабоч. совещания стран-членов СЭВ (Таллин, 9-14 апреля 1988). Таллин: Валгус, 1988. С. 96-97.

Гайгалас А.И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс: Мокслас, 1979. 100 с.

Геодекян А.А., Троцюк В.Я. Газовые кратеры на дне Балтики – индикаторы процессов миграции углеводородов из недр // Геоакустические и газо-литогеохимические исследования в Балтийском море. Геологические особенности разгрузки флюидных потоков / Под ред. Геодекяна А.А., Троцюка В.Я., Блажчишина А.И. М.: ИО АН СССР, 1990. С. 6-11.

Горецкий Г.И. Об изучении генетических связей краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпавивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев // Краевые образования материковых оледенений / Под ред. Горецкого Г.И., Погуляева Д.И., Шика С.М. М.: Наука, 1972. С. 64-69.

Григялис А.А., Свиридов Н.И., Харин Г.С., Репечка М.А., Гялумбаускайте Ж.А., Литвина В.М. Методика исследований и принцип составления карт. Геологическая интерпретация материалов НСП // Геология и геоморфология Балтийского моря: Сводная объяснительная записка к геологическим картам м-ба 1 : 500000 / Под ред. Григялиса А.А. Л.: Недра, 1991. С. 25-40.

Гуделис В.К., Литвин В.М. Геоморфология дна // Геология Балтийского моря / Под ред. Гуделиса В.К., Емельянова Е.М. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 25-34.

Гялумбаускайте Ж.А., Литвин В.М., Мальков Б.И., Москаленко П.Е., Юшкевич В.В. Геоморфология // Геология и геоморфология Балтийского моря: Сводная объяснительная записка к геологическим картам м-ба 1 : 500000 / Под ред. Григялиса А.А. Л.: Недра, 1991. С. 291-337.

Давыдова Н.Н., Джиноридзе Р.Н., Квасов Д.Д., Масица Г., Спиридонова Е.А. Новые данные о стратиграфии донных отложений Южной Балтики // Baltica. Вильнюс: Минтис, 1970. № 4. С. 33-44.

Доронин Ю.П., Карлин Л.Н., Крейман К.Д., Мензин А.Б. Моделирование режима Балтийского моря // Тр. XII конференции балтийских океанографов (Ленинград, 14-17 апреля 1980). Л.: Гидрометеоздат, 1981. С. 21-26.

Емельянов Е.М. Заключение. Основные черты процессов седиментогенеза // Процессы осадконакопления в Гданьском бассейне (Балтийское море) / Под ред. Емельянова Е.М., Выпыха К. М.: ИО АН СССР, КЦ стран-членов СЭВ, 1987. С. 248-259.

Емельянов Е.М. Средне- и верхнеголоценовые осадки // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. III. Балтийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Терзиева Ф.С., Рожкова В.А., Смирновой А.И. Ч. 1. Морфометрическая характеристика и геология моря. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. С. 50-73.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.

Емельянов Е.М., Айбулатов Н.А., Жиндарев Л.А., Тримонис Э.С., Слободяник В.М. Процессы осадконакопления // Гидрометеорология и гидрохимия морей

СССР. Т. III. Балтийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Терзиева Ф.С., Рожкова В.А., Смирновой А.И. Ч. 1. Морфометрическая характеристика и геология моря. СПб.: Гидрометеоздат, 1992а. С. 73-85.

Емельянов Е.М., Бустрем К., Тримонис Э.С., Бублиц Г., Вестман П., Купцов В.М., Лейне Т., Лукашина Н.П., Слободяник В.М. Статиграфия и состав опорной колонки из Готландской впадины (Балтийское море) // Океанология. 1995. Т. 35. № 1. С. 108-113.

Емельянов Е.М., Гайгалас А.И., Репечка М. Плейстоценовые и раннеголоценовые отложения // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. III. Балтийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Терзиева Ф.С., Рожкова В.А., Смирновой А.И. Ч. 1. Морфометрическая характеристика и геология моря. СПб.: Гидрометеоздат, 1992б. С. 36-50.

Емельянов Е.М., Гриценко В.А. О роли придонных течений в формировании донных осадков в Готландской впадине, Балтийское море // Океанология. 1999. В печати.

Емельянов Е.М., Литвин В.М., Никитин Г.А., Стрюк В.Л. Рельеф дна // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. III. Балтийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Терзиева Ф.С., Рожкова В.А., Смирновой А.И. Ч. 1. Морфометрическая характеристика и геология моря. СПб.: Гидрометеоздат, 1992в. С. 13-18.

Емельянов Е.М., Литвин В.М., Никитин Г.А., Стрюк В.Л. История развития и эволюция моря // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. III. Балтийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Терзиева Ф.С., Рожкова В.А., Смирновой А.И. Ч. 1. Морфометрическая характеристика и геология моря. СПб.: Гидрометеоздат, 1992г. С. 18-26.

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

Купцов В.М., Зельдина Б.Б., Иванова Т.Р. Скорости седиментации донных осадков Балтийского моря // Геологическая история и геохимия Балтийского моря / Под ред. Лисицина А.П. М.: Наука, 1984. С. 110-121.

Мелешите М. Распространение и генезис палеоврезов // Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной Прибалтики / Под ред. Гайгаласа А. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 19-37.

Орленок В.В., Линдин М.И., Студеничкин Н.В. Петрофизика дна Балтийского моря. Калининград: КГУ, 1993. 160 с.

Репечка М.А., Рыбалко А.Е., Мальков Б.И., Блажчишин А.И., Емельянов Е.М., Ефимов А.Н., Исаченко С.М., Спиридонов М.А., Юшкевич В.В. Четвертичная система // Геология и геоморфология Балтийского моря: Сводная объяснительная записка к геологическим картам м-ба 1 : 500000 / Под ред. Григялиса А.А. Л.: Недра, 1991. С. 229-256.

Романова Е.А. Реконструкция палеоокеанологических обстановок внутреннего моря в четвертичное время (на примере Балтийского моря): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Калининград: Фонды АО ИО РАН, 1991. 150 с.

- Рухина Е.В.* Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 174 с.
- Свиридов Н.И.* Результаты измерений скорости звука в донных осадках Балтийского моря // *Baltica*. Вильнюс: Мокслас, 1977. Т. 6. С. 173–180.
- Свиридов Н.И.* Физические свойства коренных пород и осадков дна Балтийского моря // *Советская геология*. 1980. № 3. С. 110–116.
- Свиридов Н.И.* Сейсмо-геологические критерии выделения литостратиграфических комплексов в Балтийской море // Тез. докл. II Всесоюзного съезда океанологов. Севастополь: МГИ АН УССР, 1982. Вып. 7. Ч. 2. С. 31.
- Свиридов Н.И.* Строение верхней част осадочного чехла Балтийского моря // *Геологическая история и геохимия Балтийского моря* / Под ред. Лисицина А.П. М.: Наука, 1984а. С. 86–98.
- Свиридов Н.И.* Природа нарушений в верхней части осадочного чехла Балтийского моря // *Советская геология*. 1984б. № 6. С. 72–79.
- Свиридов Н.И.* Геологическая и физическая природа геоакустических аномалий в верхней части осадочного чехла Балтийского моря // *Геоакустические и газолитогеохимические исследования в Балтийском море. Геологические особенности районов разгрузки флюидных потоков* / Под ред. Геодекяна А.А., Троцюка В.Я., Блажчишина А.И. М.: ИО АН СССР, 1990. С. 47–56.
- Свиридов Н.И.* Сеймостратиграфическое расчленение осадочной толщи // *Геология и геоморфология Балтийского моря: Сводная объяснительная записка к геологическим картам м-ба 1 : 500000* / Под ред. Григялиса А.А. Л.: Недра, 1991. С. 50–66.
- Свиридов Н.И., Гайгалас А.И.* Четвертичный покров дна Балтийского моря // *Советская геология*. 1974. № 5. С. 113–120.
- Свиридов Н.И., Литвин В.М., Гайгалас А.И., Репечка М.А.* Рельеф дочетвертичной поверхности Балтийского региона // *Советская геология*. 1976. № 5. С. 60–69.
- Свиридов Н.И., Сивков В.В., Руденко М.В., Тримонис Э.С.* Геологические следы придонных течений в Готландской впадине Балтийского моря // *Океанология*. 1997. Т. 37. № 6. С. 928–935.
- Слободяник В.М., Тримонис Э.С., Кемпинская У.* Физические свойства донных осадков // *Процессы осадконакопления в Гданьском бассейне (Балтийское море)* / Под ред. Емельянова Е.М., Выпыха К. М.: ИО АН СССР, КЦ стран-членов СЭВ, 1987а. С. 174–189.
- Слободяник В.М., Тримонис Э.С., Купцов В.М.* Абсолютный возраст осадков и скорости осадконакопления // *Процессы осадконакопления в Гданьском бассейне (Балтийское море)* / Под ред. Емельянова Е.М., Выпыха К. М.: ИО АН СССР, КЦ стран-членов СЭВ, 1987б. С. 190–195.
- Тримонис Э.С.* Состав голоценовых и позднеплейстоценовых осадков // *Процессы осадконакопления в Гданьском бассейне (Балтийское море)* / Под ред. Емельянова Е.М., Выпыха К. М.: ИО АН СССР, КЦ стран-членов СЭВ, 1987. С. 149–174.
- Baczyk J., Nowak B.* Die Bodenbeschaffenheit der Sandbank von Hel and ihre Erforschung mittels sediment-petrographischer Methode // *Baltica*. Vilnius: Department of Geography AS LSSR, 1965. № 8. P. 87–93.
- Bjerkeus M., Gelumauskaite Ž., Sturkell E., Floden T., Grigelis A.* Paleochannel in the East Central part of the Baltic Proper // *Baltica*. Vilnius: Academia, 1995. № 8. P. 15–25.
- Eitminowicz Zb.* Submarine delta of the Wisla River in the Gulf of Gdańsk (Some results of continuous seismic profiling) // *Baltica*. Vilnius: Department of Geography AS LSSR, 1982. № 7. P. 65–74.
- Emelyanov E.M.* Biogenic sedimentation in the Baltic Sea and its consequences // *The Baltic Sea* / Ed. Vinterhalter B. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. 1988. H. 127–136.
- Emelyanov E.M.* Baltic Sea: Geology, Geochemistry, Paleooceanography, Pollution. Kaliningrad: Yantamy Skaz, 1995. 119 p.
- Emelyanov E.M., Lukashina N.P.* Stratigraphy // *Geology of the Bornholm Basin* / Eds Emelyanov E., Christiansen Ch., Michelsen O. Aarhus: Aarhus Geoscience. Geologisk Institut, Aarhus Universitet, Denmark, 1995. V. 5. P. 37–41.
- Elhammer A., Axberg S., Kjellin B.* The Marine Geological Map 070/470 Forö. Description and Appendices // *Maringeologiska Kartan, scala 1 : 100000*. Upsala: SGU. Geological Survey of Sweden, 1988. Serie Am. Nr. 2.
- Floden T.* Seismic stratigraphy and bedrock geology of the Central Baltic. Stockholm: Stockholm Contributions in Geology. Acta Universitatis Stockholmiensis, 1980. 250 p.
- Mörner N.-A., Floden T., Beskow B., Elhammer A., Haxner H.* Late Weichselian deglaciation of the Baltic // *Baltica*. Vilnius: Department of Geographys AS LSSR, 1977. № 6. P. 33–51.
- Repečka M., Šimkevičius P., Radzevičius R.* Composition of Bottom Surface Sediments // *Baltica*. Vilnius: Academia, 1997. V. 10. P. 25–37.
- Rosa B.* Zagadnienie zmian poziomu Bałtyku południowego – dalychczasowe rozpoznania i perspektywy dalszych poszukiwań // *Peribalticum* / Pod red. Rosa B. Gdańsk: Wydawnictwo Gdańskie, 1991. № V. S. 57–75.
- Uściniowicz S., Zachowicz J.* Objaśnienia do mapy geologicznej dna Bałtyku 1 : 200000 / Pod red. Mojskiego J.E. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 1991.
- Uściniowicz S., Zachowicz J.* Objaśnienia do mapy geologicznej dna Bałtyku 1 : 200000 Arkusze: Gdańsk, Elbląg, Głęba Gdańska / Pod red. Mojskiego J.E. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 1994.