



7 • 1982

ACADEMY OF SCIENCES OF THE LITHUANIAN SSR
DEPARTMENT OF GEOGRAPHY
INQUA SOVIET SECTION

BALTICA

7

AN INTERNATIONAL YEARBOOK
FOR QUATERNARY GEOLOGY
AND PALAEOGEOGRAPHY,
COASTAL MORPHOLOGY AND SHORE PROCESSES,
MARINE GEOLOGY AND RECENT TECTONICS
OF THE BALTIC SEA AREA

Editor: V. GUDELIS

VILNIUS — 1982

АКАДЕМИЯ НАУК ЛИТОВСКОЙ ССР
ОТДЕЛ ГЕОГРАФИИ
СОВЕТСКАЯ СЕКЦИЯ ИНКВА

BALTICA

7

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ЕЖЕГОДНИК ПО ВОПРОСАМ
ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
ДИНАМИКИ И МОРФОЛОГИИ БЕРЕГОВ,
МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И НЕОТЕКТониКИ
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Редактор В. К. ГУДЕЛИС

ВИЛЬНЮС — 1982

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER LITAUISCHEN SSR
ABTEILUNG FÜR GEOGRAPHIE
SOWJETISCHE SEKTION INQUA

BALTICA

7

INTERNATIONALES JAHRBUCH
FÜR QUARTÄRGEOLOGIE UND-PALÄOGEOGRAPHIE,
KUSTENMORPHOLOGIE UND-DYNAMIK,
MEERESGEOLOGIE UND NEOTEKTONIK
DES OSTSEERAUMES

Redakteur: V. GUDELIS

VILNIUS—1982

LIETUVOS TSR MOKSLŲ AKADEMIJA
GEOGRAFIJOS SKYRIUS
INQUA TARYBINĖ SEKCIJA

BALTICA

7

TARPTAUTINIS METRAŠTIS
BALTIJOS JŪROS KVARTERO GEOLOGIJOS
IR PALEOGEOGRAFIJOS, KRANTŲ MORFOLOGIJOS
IR DINAMIKOS, JŪRŲ GEOLOGIJOS
IR NEOTEKTONIKOS KLAUSIMAIS

Redaktorius: V. GUDELIS

VILNIUS—1982

СОВРЕМЕННЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ПРОЦЕССЫ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И
ГЕОХИМИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ
RECENT COASTAL PROCESSES, PALEO GEOGRAPHY AND
GEOCHEMISTRY OF THE BALTIC SEA
REZENTE KÜSTENDYNAMIK, PALEO GEOGRAPHIE UND GEOCHEMIE
DER OSTSEE
BALTIJOS JÜROS DABARTINIAI KRANTŲ PROCESAI,
PALEO GEOGRAFIJA IR GEOCHEMIJA

УДК 551.417; 551.46; 551.79

В данном сборнике рассматривается широкий круг вопросов, связанных с развитием побережий Балтийского моря в четвертичное время, подводными древнебереговыми образованиями прежних стадий развития Балтийского водоема, современной диатомовой характеристикой донных осадков и новыми методами прослеживания древнебереговых зон на дне Балтийского моря. В некоторых статьях подробно анализируются условия и факторы осадкообразования в прибрежной части моря, а также вопросы геохимии современных донных осадков. Серия статей посвящена вопросам укрепления и стабилизации берегов Балтийского моря. Кроме того, в сборнике содержатся статьи, в которых рассматриваются вопросы новейших и современных движений земной коры в зоне побережий, а также физико-географический аспект изучения водоема Балтики.

Адрес редакции: Литовская ССР, Вильнюс, ул. Академиёс, 2,
Отдел географии АН Литовской ССР

Editor's address: Department of Geography, Academy of
sciences of the Lithuanian SSR, „Baltica“,
the Editor, VILNIUS, Akademijos 2,
Lietuvos TSR, Lithuanian SSR.

© АКАДЕМИЯ НАУК ЛИТОВСКОЙ ССР. ОТДЕЛ ГЕОГРАФИИ

BALTICA

CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ — INHALT

БОГАЧЕВИЧ-АДАМЧИК Б.: Позднеледниковая и голоценовая диатомовая флора в донных отложениях Вислинского залива	11
BOGACZEWICZ-ADAMCZAK B.: The late-Glacial and Holocene diatom flora in bottom sediments from the Vistula Firth	17
ДАНИЛОВ И. Д., НЕДЕШОВА Г. Н.: Морской плейстоцен Прибалтики	19
DANILOV I. D., NEDESHOVA G. N.: Marine Pleistocene in the East Baltic Region	35
КОЛЬП О.: Эвстатика и изостазия в южной части Балтийского моря	49
KOLP O.: Eustatic und Isostasie im südlichen Ostseeraum	37
БОР Р., БИЛЕНЬКА Б.: Условия сохранения субфоссильных диатомовых в поверхностных донных осадках Гданьского залива	55
BOHR R., BILENKA B.: Conditions of endurance of subfossil diatoms in superficial bottom deposits of Gulf of Gdansk	51
БЛАЖИШИН А. И., БОЛДЫРЕВ В. Л., ЕФИМОВ А. Н., ТИМОФЕЕВ И. А.: Древнебереговые уровни и образования в юго-восточной части Балтийского моря	57
BLAZHCHISHIN A. I., BOLDYREV V. L. AND OTHERS.: Ancient shorelines and shore formations in the south-easter part of the Baltic Sea	64
ЕЙТМИНОВИЧ ЗВ.: Submarine delta of the Wisla River in the Gulf of Gdansk	65
ЭЙТМИНОВИЧ З.: Подводная дельта р. Висла в Гданьском заливе	74
JANKE W., KLIEWE H.: Zur holozenen Entwicklung im Bereich der südlichen Ostsee, dargestellt an Beispiel des nordostlichen Küstengebietes der DDR	75
ЯНКЕ В., КЛИВЕ Х.: К вопросу о голоценовом развитии южной Балтики на примере северо-восточного побережья ГДР	81
ГУДЕЛИС В., КЛИМАВИЧИЕНЕ В.: On the glacier recession, development of local glacial lakes and the Baltic Ice Lake in the northern part of the Lithuanian seacoast	83

<i>ГУДЕЛИС В., КЛИМАВИЧЕНЕ В.:</i> Деградация ледникового покрова, развитие местных приледниковых озер и Балтийского ледникового озера на северном участке литовского побережья	94
<i>ГЯЛУМБАУСКАЙТЕ Ж.:</i> Методика и результаты исследования деформаций древнебереговых уровней ЮВ части Балтийского моря	95
<i>GELUMBAUSKAITE Z.:</i> Methods and results of study of the deformations of ancient shore levels in the south-eastern part of the Baltic Sea	103
<i>DOLOTOV Yu. S.:</i> Dynamic conditions of sediment differentiation and depositional environments in the near-shore part of the continental shelf	105
<i>ДОЛОТОВ Ю. С.:</i> Динамические условия дифференциации наносов и среды осадконакопления в прибрежной части континентального шельфа	119
<i>СПЕРАНСКИЙ Н. С., КИРЛИС В. И., ШИЧКУС Б. К.:</i> Масс-транспорт и прибойные бичения в береговой зоне моря	121
<i>SPERANSKIY N. S., KIRLYS V. I., SICKUS B. K.:</i> Mass-transport and surge beating in the near-shore zone of the Baltic Sea	130
<i>ГУДЕЛИС В.:</i> Research on shore processes and shoreline changes in the Soviet Baltic republics	131
<i>ГУДЕЛИС В.:</i> Исследования береговых процессов и перемещения береговой линии моря в Советской Прибалтике	134
<i>PUSTELNIKOV O.:</i> Near-shore sedimentation in the Baltic Sea	137
<i>ПУСТЕЛЬНИКОВ О.:</i> Прибрежное осадконакопление в Балтийском море	145
<i>EMELYANOV E. M., PILIPCHUK M. F. and others.:</i> Fe and Mn forms in sediments in the geochemical profile of the Baltic Sea	153
<i>ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М., ПИЛИПЧУК М. Ф. и другие:</i> Формы железа и марганца в геохимическом профиле Балтийского моря	171
<i>BLAZHCHISHIN A. I.:</i> New data of the Baltic paleohydrology during the late-Pleistocene	173
<i>БЛАЖЧИШИН А. И.:</i> Новые данные о палеогидрологии Балтики в позднем плейстоцене	178
<i>ГУДЕЛИС В. К.:</i> Новейшие и современные движения земной коры на юго-восточном побережье Балтийского моря	179
<i>ГУДЕЛИС В.:</i> Neotectonic and recent crustal movements on the south-eastern coast of the Baltic Sea	186
<i>БОЛДЫРЕВ В. Л., ГРЕЧИШЕВ Е. К. и другие:</i> Основы берегозащиты Калининградского побережья Балтики	187
<i>BOLDYREV V. L., GREZHEWTZEV E. K. and others.:</i> Principles of shore protection of Kaliningrad sea coast of the Baltic Sea	194

<i>КНАПС Р.:</i> Влияние неровности контура берега на вдольбереговое перемещение наносов	195
<i>KNAPS R.:</i> Effects of shoreline unevenness on sediment drift along the shore	202
<i>БОЛДЫРЕВ В. Л.:</i> Основные принципы укрепления песчаных берегов	203
<i>BOLDYREV V. N.:</i> Main principles of fortification of the sea sand shores	213
<i>ЛУМАРЕВ В. И.:</i> Main problems of physical geography of the Baltic Sea	215
<i>ЛУМАРЕВ В. И.:</i> Основные проблемы физической географии Балтийского моря	221
<i>ШУПСКИЙ Ю. Д.:</i> Абразия подводного склона в восточной части Балтийского моря	223
<i>SHUISKY Yu. D.:</i> Abrasional processes of the submarine slope within eastern part of the Baltic Sea	233
<i>ГУДЕЛИС В.:</i> Новый метод изучения диаграмм древнебереговых линий моря	235
<i>ГУДЕЛИС В.:</i> A new method of the marine shoreline diagram study	242

ПОЗДНЕЛЕДНИКОВАЯ И ГОЛОЦЕНОВАЯ ДИАТОМОВАЯ ФЛОРА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВИСЛИНСКОГО ЗАЛИВА

Б. БОГАЧЕВИЧ-АДАМЧАК, Гдыня

К классическим работам, касающимся истории развития Вислинского залива, принадлежат, среди других работы Гросса (Gross, 1941) и Брокманна (Brockmann, 1954). На основе заключенной в отложениях микрофлоры указанные авторы пытались определить время образования Вислинского залива, а также выделили палеоэкологические фазы его развития. В отложениях анцилового периода и раннелиторинового времени Брокманн также, как и Гросс установил пресноводный диатомовый комплекс. Первое появление солоноватых диатомей (солоноводных) авторы связывают с позднеатлантической литориновой трансгрессией, в результате которой наступил значительный подъем уровня моря и в результате того — вторжение его вод на территорию «празалива». Пшыбыловска-Ланге (Przybyłowska-Lange, 1974) на основе полученных результатов исследований диатомовой флоры Вислинского залива выделила три этапа в его развитии. Автор считает, что литориновая трансгрессия оказала большое влияние на экологические условия, но не охватила своим непосредственным воздействием этого бассейна. Она установила, что вторжение морской воды происходило через существовавшую уже в то время Вислинскую косу, подтверждая тем самым результаты исследований Брокманна (1954) и Выпыха (Wybuch, 1968). Следует добавить, что все существующие до настоящего времени разработки касались изменений условий седиментации отложений в Вислинском заливе в период голоцена. Целью настоящей работы было выявление изменений экологических условий не только в голоцене, но также и в позднем гляциале. С этой целью произведены биостратиграфические анализы серии отложений, которые образовались во времени, предшествовавшем морской трансгрессии, а также отложений, которые аккумуляровались с момента образования Вислинского залива до настоящего времени.

Скважина донных отложений Вислинского залива, обозначенная символом За, была пробурена зондом конструкции Вецковского как одна из шести скважин геологического профиля вдоль линии, простирающейся от пункта, расположенного к северу от дельты реки Бауды в направлении к пос. Пяски — расположенного на Вислинской косе (рис. 1). Длина скважины составляет 6 м 40 см. Представленные в ней отложения в виде алевритов и торфов залегают прямо на морене. Эта скважина была подвержена биостратиграфическим анализам — палинологическому и диатомовому. Шесть проб отложений передано в лабораторию С-14, в Гливицах, с целью датирования.

Палинологическому анализу подвержена 21 проба отложений, происходящая с нижней части разреза, включающего слой отложений от 595 см до 390 см, а также один образец с верхнего слоя торфа, с глубины 252 см. Составленная стратиграфическая схема отложений этого профиля (рис. 2 и 3) включает: Средний Дриас, Аллерёд, Верхний Дриас, Пребореальный период, Бореальный и часть Атлантического периода (Г. Мётк — данные не опубликованы).

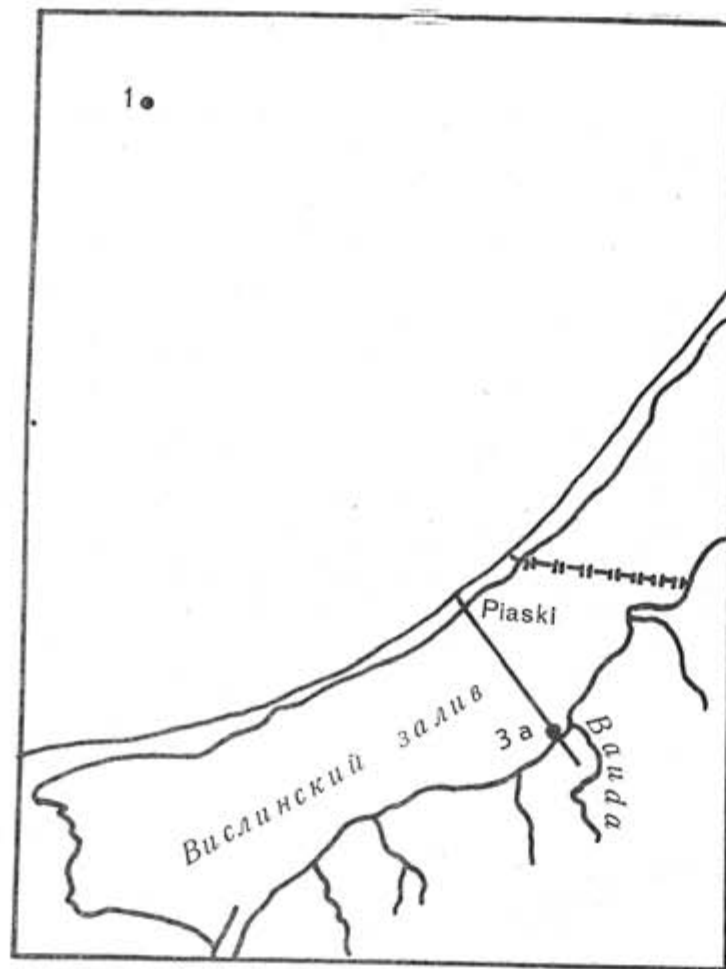


Рис. 1. Вислинский залив
пиаски — место взятия образцов по профилю За

Образцы отложений для диатомового анализа брались в интервалах от 2,5 см до 25 см, заботясь о том, чтобы в них был представлен каждый литологически отличающийся слой. Диатомей, после предварительного подвержения материала действию 10% HCl и кипячению в 15% и 30% H₂O₂, выделялись из отложений методом флотации при использовании кадмиевой жидкости весом 2,5. Препараты производились постоянно, погружая материал в плевракс. Диатомовому анализу подвергнуто 50 проб. В каждой пробе насчитано до 1000 экземпляров диатомей, лишь в двух образцах, происходящих из почвы и в нескольких

пробах торфа насчитано меньшее количество (до ок. 500). При разделении диатомей на отдельные экологические группы за основу принята система галобов Колбе (Kolbe, 1927).

Положительные результаты по содержанию диатомей показали образцы с двух слоев отложений, с глубины от 570 см до 480 см, а также 430 см до 0. В образцах с глубины от 640 см до 570 см и от 480 см до 430 см диатомей не обнаружено.

В общем в исследованном разрезе найдены и определены 263 систематические единицы диатомей. Экологический спектр представляется следующим образом:

Эугалобы	— 13 систем. ед.
Мезогалобы	— 35 систем. ед.
Галофилы	— 20 систем. ед.
Индиференты	— 188 систем. ед.
Галофобы	— 7 систем. ед.

Оценивая участие галобных групп на отдельных уровнях (рис. 2), установлено, что по всему разрезу элементом, преобладающим во флоре как в количественном, так и качественном отношении были индиферентные диатомей (олигогалобные индиферентные), которые составляли часто от 75% до 99,8% общего количества экземпляров в пробе (рис. 3).

В нижней части разреза, в морене, не обнаружено присутствия диатомей, отмечены однако цисты *Chrysophyceae* и иглы губок. В двух следующих пробах, в алевритовых отложениях, на границе между Средним Дриасом и Аллерёдом наряду с многочисленными, разнообразными цистами *Chrysophyceae* и иглами губок найдены сильно разрушенные, поломанные фрагменты створок диатомей. Это были следующие виды: *Аномоеонеис сphaetrophора* (Kütz.) Pfitz., *Amphora ovalis* Kütz., *Cymbella* sp., *Epithemia argus* Kütz., *Opephora martyi* Herib., *Fragilaria* sp., *Pinnularia maior* (Kütz., Cl.), *Stephanodiscus astraеа* (Ehr.) Grun. В отложениях, соответствующих ранней фазе Аллерёда, залегающих на глубине от 550 см до 530 см, диатомовая флора была представлена несколькими видами, причем частота их была небольшая. Количеством заметно преобладали алкалибионтические виды *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz. + var. *granulata* (Ehr.) Grun., *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll. + var. *ventricosa* (Ehr.) Grun., *Epithemia sorax* Kütz. Довольно многочисленно представлены также *Amphora ovalis* Kütz., *Epithemia intermedia* Fricke, *Fragilaria lapponica* Grun., *Gyrosigma attenuatum* (Kütz.) Rabh., наряду с такими менее многочисленными видами, как *Cymatopleura elliptica* (Bréb.) W. Sm., *Cymbella lanceolata* (Ehr.) V. H., *Cymbella ehrenbergii* Kütz., *Gomphonema constrictum* Ehr., *Stauroneis acuta* W. Sm. В средней части Аллерёда отмечено резкое развитие диатомей. В этом слое отложений количество видов возросло до 76 таксонов (рис. 2). Участие видов из рода *Epithemia*, *Gyrosigma*, *Rhopalodia*, *Synedra* явно уменьшилось, зато возросло количество бентосных видов, как напр. *Amphora ovalis* Kütz., а в дальнейшем эпифитических видов из рода *Fragilaria*, главным образом, *F. construens* var. *binodis* (Ehr.) Grun., *F. construens* var. *triundulata* Reich., *F. construens* var. *venter* (Ehr.) Grun., *F. lapponica* Grun., а также *Gomphonema constrictum* Ehr. и *Opephora martyi* Herib. Значительную долю составляют также планктонные формы, особенно *Melosira granulata* (Ehr.) Grun. и *Stephanodiscus astraеа* (Ehr.) Grun. В поздней фазе Аллерёда отмечено отчетливое уменьшение числа видов, уменьшилась также и их частота. Наряду с доминирующими еще видами из рода *Fragilaria* и *Amphora ovalis*

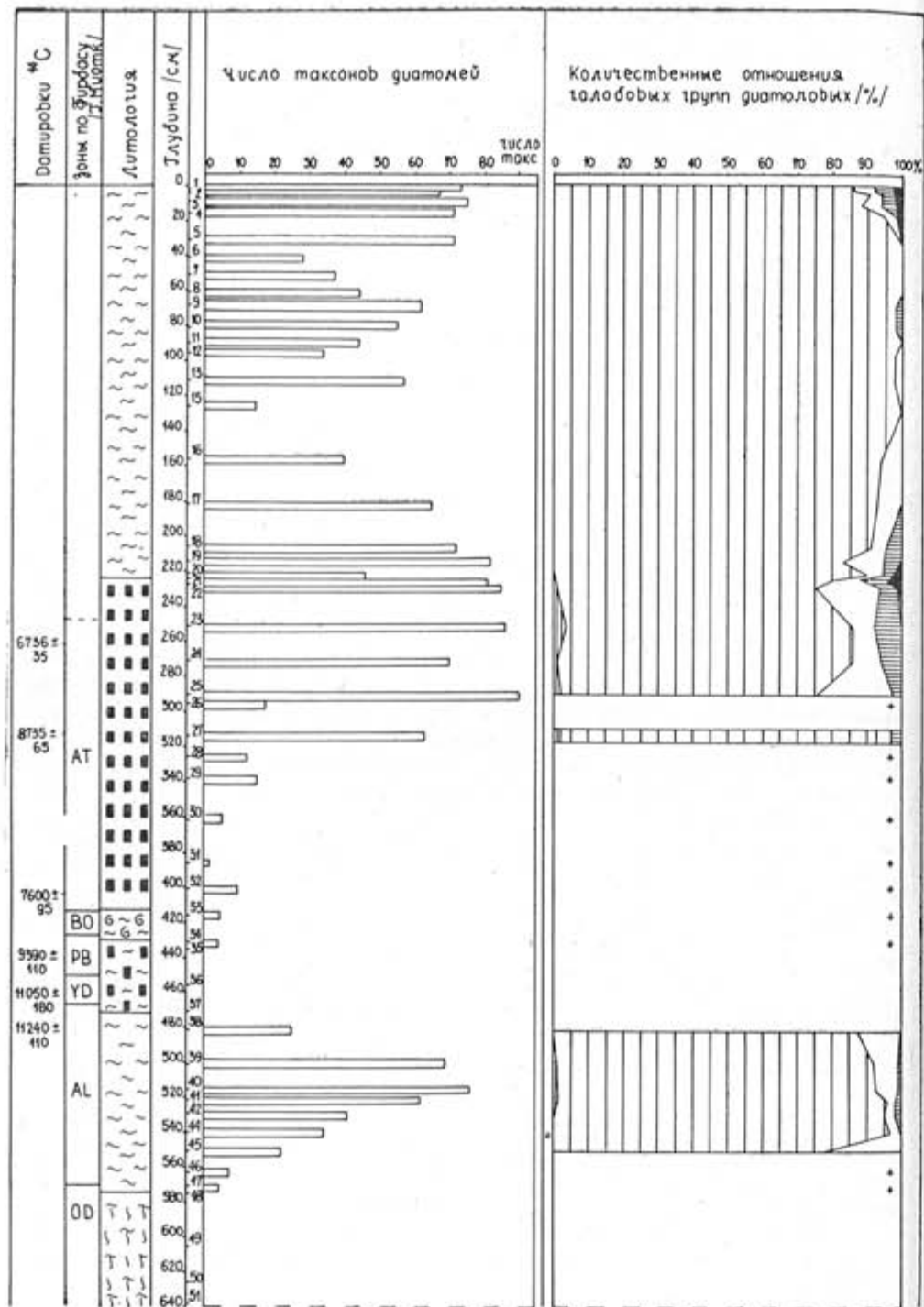
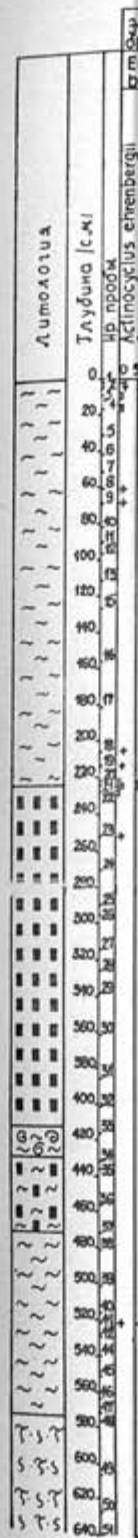


Рис. 2. Диатомовая флора донных отложений Вислинского залива
 1 — галофобы, 2 — индифференты, 3 — галофилы, 4 — мезогалофы, 5 — эугалобы, 6 — алеврит, 7 — торф,
 8 — алеврит-гиттия, 9 — алеврит-торф, 10 — морена



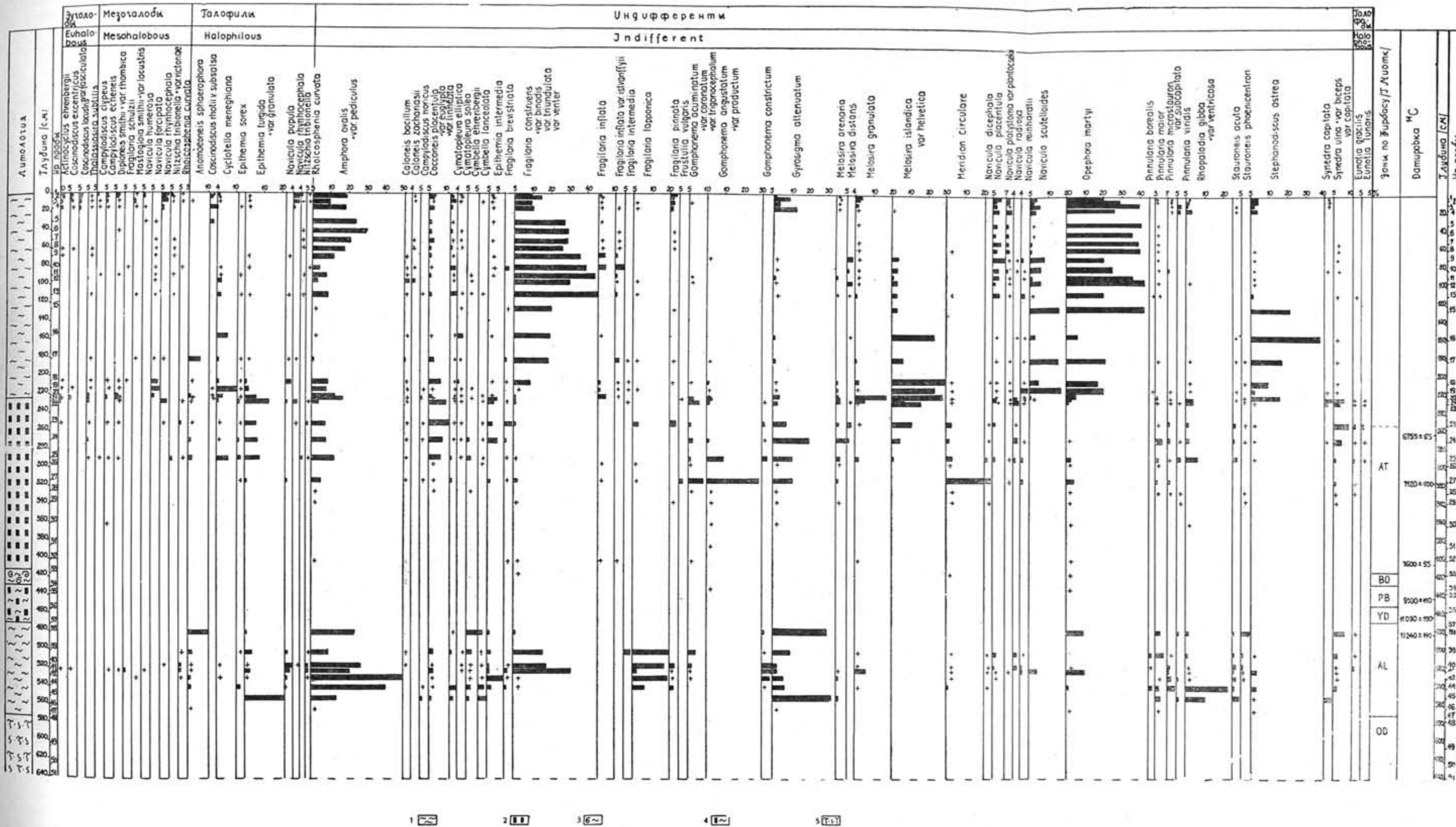


Рис. 3. Диатомовая диаграмма профиля из Вислинского залива

Kütz. + var. *pediculus* Kütz. большее значение имеют *Gyrosigma attenuatum* (Kütz.) Rabh., *Anomooneis sphaerophora* (Kütz.) Pfitz., *Cymbella ehrenbergii* Kütz., *Pinnularia maior* (Kütz.) Cl. Появляются многочисленные тератологические формы, главным образом, из рода *Epithemia* и *Synedra*. Материал является сильно разрушенным, большие створки диатомей из рода *Gyrosigma*, *Rhopalodia*, *Cymbella* поломаны, что указывает на изменение экологических условий, вызванное снижением уровня воды в водоеме в связи со всеобщим ухудшением, т. е. похолоданием климата в конце Аллерёда. В этом слое отложений заслуживает внимания присутствие во флоре вида *Gyrosigma attenuatum* (Kütz.) Rabh., количество которого под конец Аллерёда (проба 38) возрастает до 30%. Этот вид Кабайлене (Kabailiené, 1959) считает типичным для флоры Балтийского ледникового озера, называемой «флорой Гиросигма». По Роунду (Round, 1964) выступание его в массовом количестве является основой для установления границы между поздним гляциалом и голоценом. Для алеврито-торфянистых отложений, представляющих Верхний Дриас и Пребореальный период, характерно полное отсутствие диатомовой флоры, что свидетельствует об исчезновении в это время бывшего водоема. Повторное развитие диатомей отмечено на глубине более 430 см. В бореальных отложениях и в нижней части атлантических отложений флора была представлена единично выступающими, разрушенными створками пресноводных диатомей.

Кратковременный, но отчетливый рост богатой видами флоры отмечен в слое отложений, лежащих выше — проба 27 (дата 7120 BP). Преобладания достигают здесь виды типично речные как *Gomphonema angustatum* (Kütz.) Rabh. + var. *productum* Grun., *Meridion circulare* Ag., *Frustulia vulgaris* (Thw.) De Toni, *Gomphonema acuminatum* Ehr. + var. *coronatum* (Ehr.) W. Sm. + var. *trigonocephalum* Grun. В очередной пробе отмечено резкое уменьшение числа видов и их частоты. Их присутствие в отложениях обозначено «+» (рис. 2 и 3).

В атлантических отложениях элементом, доминирующим в богатой видами флоре являются бентосные формы, главным образом, *Amphora ovalis* (Kütz.), а также эпифитические виды, как *Cocconeis placentula* Ehr., *Melosira arenaria* Moore i *Synedra ulna* (Nitzsch.) Ehr. В этой серии отложений отмечается также увеличение галофильных видов до 20% и небольшой рост (до почти 5%) мезогалобных видов.

В разрезе, на глубине 225 см, отмечено отчетливое литологическое изменение — торфяные отложения покрывает алеврит. Отмечено также существенное изменение в общем характере диатомовой флоры. А именно, уменьшается доля бентосных и эпифитических форм, как *Amphora ovalis* Kütz., *Cocconeis placentula* Ehr., *Synedra ulna* (Nitzsch.) Ehr., *Opephora martyi* Herib., *Navicula scutelloides* W. Sm., зато возрастает значение планктонных видов, как *Melosira islandica* var. *helvetica* O. Müll., *M. granulata* (Ehr.) Robh., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun., которые составляют более 50% всех диатомей в пробе. Появляются также многочисленные мезогалобные и эугалобные виды, которые в пробе 21 (глубина 225 см) составляют 12,5% общего числа диатомей. Среди мезогалобных выступают среди других виды из рода *Campylo-discus* и *Diploneis*, а особенно *C. clypeus* Ehr., *C. echenis* Ehr., *D. smithii* (Bréb.) Cl. + var. *rhombica* Mer. Эугалобы представлены несколькими экземплярами *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun, а также видами из рода *Coscinodiscus* и *Thalassiosira*. Такой комплекс солоноватых и солоноводных диатомей является характерным для Литоринового моря (Sandegren, 1935; Brockmann, 1954 и др.). Засоление этого водоема было небольшое и кратковременное, после чего

наступило опреснение и снижение уровня воды в водоеме, о чем свидетельствует массовое развитие *Pediastrum*, отмеченное в пробе 20, на глубине 219 см, а также выступающая в очередных пробах бедная флора преимущественно эпифитических видов, как *Opephora martyi* Herib., *Navicula scutelloides* W. Sm. Рост доли планктонных видов, главным образом, *Stephanodiscus asraea* (Ehr.) Grun., *Melosira islandica* O. Müll, *Cyclotella meneghiniana* Kütz наблюдавшийся в отложениях на глубине 160 см, указывает на очередное, кратковременное изменение экологических условий, в данном случае связанное с повышением уровня воды в водоеме.

В алевроитовых отложениях диатомовая флора была представлена преимущественно эпифитическими видами, такими, как *Opephora martyi* Herib., *Fragilaria construens* с разновидностями, *Navicula scutelloides* W. Sm., а также бентосными видами из рода *Amphora*, *Gyrosigma*. Количество бентосных видов отчетливо увеличивается кверху, что свидетельствует о прогрессирующем обмелении водного сборника.

Колебания в развитии диатомовой флоры донных отложений Вислинского залива, а особенно резкое уменьшение числа видов, появление тератологических форм поломанных, разрушенных створок попеременно с богатым комплексом диатомей, свидетельствуют о частых изменениях экологических условий во время образования исследованных отложений.

Отмеченные в позднем гляциале изменения во флоре диатомей обусловлены, главным образом, климатическими факторами. В голоцене развитие флоры зависело как от влияния реки Бауды, устье которой находится в близости места, из которого происходит анализируемый профиль. За, так и от изменений гидрологических условий в водоеме, вызванных литориновой трансгрессией Балтийского моря. Контакт трансгрессии установлен на глубине 225 см. Ниже залегают озерно-болотные отложения местного водоема, выше — донные отложения Вислинского залива.

ЛИТЕРАТУРА

- BROCKMANN CHR.: 1954. Die Diatomeen in den Ablagerungen der ostpreussischen Haffe. Meyniana 3.
- GROSS H.: 1941. Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Frischen Hafes. Geologie d. Meere u. Binnengewässer. Bd. V. H. 1.
- KABAILIENE M.: 1959. Lietuvos ir pietinės Latvijos Baltijos pajūrio raida vėlyvajame ledynmetyje ir poledynmetyje diatomėjų floros tyrimų duomenimis. (Die Entwicklung der Litauischen und südlettischen Ostseeküste in Spät- und Postglazialer Zeit nach den Forschungsergebnissen der Diatomeenflora). Moksliniai pranešimai. t. 10, 2., Vilnius.
- KOLBE R. W.: 1927. Zur Ökologie, Morphologie und Systematik Brackwasser Diatomeen. Die Kieselalgen des Sperenberger Salzgebietes. Pflanzenforschung H. 7.
- PRZYBYŁOWSKA-LANGE W.: 1974. Rozwój Zalewu Wiślanego w świetle analizy okrzemkowej. Prace Inst. Gosp. Wodnej. Nr 2.
- ROUND R. E.: 1964. The diatomeen sequence in Lake deposits: some problems of interpretation. Verh. Intern. Limnol. vol. XV. Stuttgart.
- SANDEGEEN R.: 1935. O kopalnej mikroflorze z wiercenia na Helu i o zmianach postglacialnych poziomu Bałtyku. Spraw. Państw. Inst. Geol. vol. VIII, z. 3.
- WYPYCH K.: 1968. Geneza zalewów południowo-Bałtyckich w świetle nowych badań. Sympozjum „Przybałtyckie wody słonawe”. Gdynia.

LATE GLACIAL AND HOLOCENE DIATOM FLORA IN BOTTOM SEDIMENTS FROM THE VISTULA FIRTH

by

BOŻENA BOGACZEWICZ-ADAMCZAK

ABSTRACT

The paper contains the results of diatom study of one bottom sediment profile taken from the Vistula Firth (Fig. 1). The palynological analysis (Miołk — unpublished.) proved in the examined part profile the presence of sediments representing: Older Dryas, Alleröd, Younger Dryas, Preboreal, Boreal and Atlanticum. The results of palynological analysis and C¹⁴ dates were put together on the diagram (Fig. 2 and 3).

On the whole 263 taxons of diatoms were determined. The dominating groups in the examined profile were oligohalobous — indifferent diatoms as well in the quantitative as qualitative point of view (Fig. 2). The two maximum points were observed in the development of diatom flora. The first peak of this development took place in the middle part of Alleröd. The freshwater benthonic and epiphytic species dominated in the flora, which contained a lot of species at all (Fig. 3). The second peak, taking place in the Atlanticum (after climatic optimum) characterized as well the growth of the shells of planctonic forms as the growth of the shells of mesohalobous and euhalobous species in the freshwater diatom flora (Fig. 3).

The changes in the flora observed in the late glacial were caused mainly by the climatic factors, however the development of the flora in the Holocene sediments was determined first of all by the changes of hydrological conditions in the reservoir connected with Litorina transgression of the Baltic Sea. The contact of the transgression was observed in the profile in the depth of 225 cm as a litological change of the sediment and as a change of the general character of the diatom flora. Below this layer there appeared the lake-marsh sediments, upon it the bottom sediments of the Vistula Firth.

МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ПРИБАЛТИКИ

И. Д. ДАНИЛОВ и Г. Н. НЕДЕШЕВА, Москва

Морские плейстоценовые отложения в Прибалтике устанавливаются все большим числом исследователей. Для территории Латвийской ССР, материал по которой послужил основой для написания настоящей статьи, они впервые выделены В. Г. Ульстом и Я. Я. Майоре (1964) на побережье Балтийского моря в скважине близ пос. Колка в интервале глубин 79,20—109,0 м, где вскрываются серые алевроиты с фауной морских моллюсков и микрофауной фораминифер. Ведущая роль морской трансгрессии в формировании плейстоценовых отложений Прибалтики обосновывается в работах Б. Л. Афанасьева (1967, 1968). О морских отложениях в пределах Видземской и Курземской возвышенностей сообщается в работе И. Д. Данилова, Г. Н. Недешевой, Т. И. Смирновой (1968). Наличие ледово-морских валунных осадков в центральной части Видземской возвышенности на абсолютных высотах 90—110 м признается в публикации Г. И. Кошкина, А. С. Саввантова, Г. Н. Недешевой, В. Я. Дзила (1969), которые относят их к межстадиальным образованиям вюрмского времени. Широкое развитие морских плейстоценовых отложений установлено вдоль западного побережья Латвии (Кошкин, Саввантов, Слободин, 1970). Морские межморенные и, частично, ледово-морские валунные плейстоценовые отложения выявлены на территории Эстонии (Раукас, Лийвранд, 1971). Установлению морского генезиса отложений во многом способствует широкое применение микрофаунистических и микрофлористических методов исследования.

В настоящее время накоплен достаточно представительный материал, позволяющий выделить три комплекса морских и ледово-морских плейстоценовых отложений, имеющих различные геолого-геоморфологические условия залегания и различную микрофаунистическую характеристику (табл. 1).

Первый комплекс (погребенных долин)

Наиболее глубокими и, по-видимому древними морскими плейстоценовыми отложениями являются отложения, которые вскрываются в переуглубленных, ныне погребенных, долинах вдоль побережья Балтийского моря значительно ниже его современного уровня.

В районе пос. Колка на крайнем северо-западе Латвии под фаунистически охарактеризованными голоценовыми литориновыми песками и позднеледниковыми глинами характерного шоколадного цвета (иногда

Таблица 1
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОФАУНЫ ФОРАМИНИФЕР В МОРСКИХ И ЛЕДОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛАТВИИ

Виды фораминифер	Название комплекса	Переуглубленных долин на абс. высоте от -35 до -100 м		Личууский (водораздельный) на абс. выс. от +5 до -50 м		Количество на абс. выс. от +5 до -50 м
		Серые слончатые алевроиты, глины, пески, реже — суглинки с галькой, иногда валунами		Темносерые суглинки и глины с галькой, граувак и валунами		
		ска. в пос. Колака, г. Вентспилс	ска. в устье р. Везна	ска. на р. Мге	ска. в пос. Вайдеде	

Бентосные

1. *Quinqueloculina borea* Gudina
2. *Quinqueloculina circularis* (Bornemann)
3. *Quinqueloculina longa* Gudina
4. *Miliolinella* cf. *subrotunda* (Montagu)
5. *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa
6. *Pseudopolymorphina novangliae* (Cushman)
7. *Oolina costata* (Williamson)
8. *Fissurina orbignyana* Sequenze
9. *Discorbis deplanatus* Gudina
10. *Alabaminoides mitis* (Gudina)
11. *Buccella frigida* (Cushman)
12. *Buccella hannai* arctica Voloshinova
13. *Buccella inusitata* Andersen
14. *Prinaella pulchella* Parker
15. *Asterigerina* sp.
16. *Streblus beccarii* (Linne)
17. *Cibicides rotundatus* Stschedrina
18. *Cribrinonion incertus* (Williamson)
19. *Cribrinonion obscurus* Gudina
20. *Nonionellina labradorica* (Dawson)
21. *Elphidium* sp. 1.
22. *Elphidium subclavatum* Gudina
23. *Elphidium obesum* Gudina

20

24. *Elphidium granatum* Gudina
25. *Elphidium boreale* Nuzhdina
26. *Elphidium selseyense* (Heron Allen et Earland)
27. *Protelphidium orbiculare* (Brady)
28. *Protelphidium asterotuberculatum* (Voortuysen)
29. *Protelphidium parvum* Gudina
30. *Protelphidium lenticulare* Gudina
31. *Cribrorhynchium goesi* (Stschedrina)
32. *Cribrorhynchium subarcticum* (Cushman)
33. *Angulogerina angulosa* Williamson
34. *Islandiella islandica* (Norvang)
35. *Cassidulina subacuta* (Gudina)

Планктонные

36. *Acarina compacta* Gudina
37. *Globigerina quinqueloba* Natland
38. *Globigerina conglomerata* Schwager
39. *Globigerina bulloides* Orbniguy
40. *Globigerinella involuta* (Cushman)

Общее число видов
Количество экз. в образце

21

Личууский (водораздельный) на абс. выс. от +5 до -50 м	Количество на абс. выс. от +5 до -50 м
--	--

Переуглубленных долин на абс. высоте от -35 до -100 м	Количество на абс. высоте от -35 до -100 м
---	--

Серые слончатые алевроиты, глины, пески, реже — суглинки с галькой, иногда валунами	Количество на абс. высоте от -35 до -100 м
---	--

Темносерые суглинки и глины с галькой, граувак и валунами	Количество на абс. выс. от +5 до -50 м
---	--

ска. в пос. Колака, г. Вентспилс	ска. в устье р. Везна	ска. на р. Мге	ска. в пос. Вайдеде
----------------------------------	-----------------------	----------------	---------------------

ска. в пос. Колака, г. Вентспилс	ска. в устье р. Везна	ска. на р. Мге	ска. в пос. Вайдеде
----------------------------------	-----------------------	----------------	---------------------

ска. в пос. Колака, г. Вентспилс	ска. в устье р. Везна	ска. на р. Мге	ска. в пос. Вайдеде
----------------------------------	-----------------------	----------------	---------------------

ска. в пос. Колака, г. Вентспилс	ска. в устье р. Везна	ска. на р. Мге	ска. в пос. Вайдеде
----------------------------------	-----------------------	----------------	---------------------

ска. в пос. Колака, г. Вентспилс	ска. в устье р. Везна	ска. на р. Мге	ска. в пос. Вайдеде
----------------------------------	-----------------------	----------------	---------------------

ска. в пос. Колака, г. Вентспилс	ска. в устье р. Везна	ска. на р. Мге	ска. в пос. Вайдеде
----------------------------------	-----------------------	----------------	---------------------

ска. в пос. Колака, г. Вентспилс	ска. в устье р. Везна	ска. на р. Мге	ска. в пос. Вайдеде
----------------------------------	-----------------------	----------------	---------------------

ска. в пос. Колака, г. Вентспилс	ска. в устье р. Везна	ска. на р. Мге	ска. в пос. Вайдеде
----------------------------------	-----------------------	----------------	---------------------

ленточнослонстыми) на абсолютных отметках от —59 до —96 м залегают отложения, представленные темносерыми супесями и суглинками с включениями гравия, гальки и мелких валунов, а также тонкозернистыми пылеватыми песками. В основании плейстоценового разреза вскрываются гравийно-галечные породы и валунные супеси. Вероятно в тонкозернистых песках, описанных В. Г. Ульстом и Я. Я. Майоре (1964) как песчанистый алеврит, были обнаружены створки *Portlandia arctica* Gray, *P. arctica* var. *siliqua* Reeve, *Astarte montagui* Dillw. var. *striata* и 4 вида фораминифер. Морские алевриты отнесены авторами к рисс-вюрским межледниковым отложениям, несмотря на холодолюбивый состав фауны. Главным основанием для этого послужил факт залегания алевритов под серыми мореноподобными валунными суглинками, сопоставляющимися с мореной вюрмского оледенения (интервал глубин 71,80—79,20 м).

В изученных нами разрезах двух скважин близ пос. Калка ниже литориновых песков и шоколадных позднеледниковых глин с ленточной слоистостью залегают толща пород, представленная в одном случае целиком серыми несортированными мореноподобными суглинками и супесями с включениями грубообломочного материала, а в другом чередованием валунных суглинков, супесей и разделяющих их тонкозернистых пылеватых песков (интервал глубин от —59,0 до —96,0 м в одной скважине и от —67,5 до —95,0 — в другой). Скважины расположены рядом. Безусловным является факт фациального замещения в горизонтальном направлении валунных суглинков супесями с грубообломочным материалом и тонкозернистыми пылеватыми песками.

Микрофаунистическое изучение разрезов скважин показало, что в супесях с грубообломочным материалом содержатся раковины фораминифер, количество которых достигает 24—30 экземпляров на 100 г породы. Фораминиферы представлены четырьмя бентосными видами: *Buccella frigida* (Cushman), *Elphidium subclavatum* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *P. parvum* Gudina и одним планктонным — *Globigerina quinqueloba* Natland. В валунных суглинках встречаются единичные раковины одного вида — *Elphidium subclavatum*, также как и в тонкозернистых морских песках.

Результаты микрофаунистического анализа показывают, что в условиях холодноводного морского, вероятно существенно опресненного, водоема формировались не только пески с фауной морских моллюсков, но супеси и суглинки с включениями грубообломочного материала и микрофауной фораминифер.

На западном побережье Латвии в районе г. Вентспилса на абсолютных отметках до —150, —160 м прослеживается четкая погребенная долина (Коншин, Саввантов, Слободни, 1970). Нижняя часть разреза выполняющих ее отложений представлена в основном мощной толщей слоистых алевритов, которые подстилаются и перекрываются серыми мореноподобными валунными суглинками. Верхний горизонт суглинков сопоставляется названными авторами с рисской мореной. Выше его (до глубины порядка 40 м от уровня моря) залегают позднеледниковые и голоценовые осадки Вентспилской лагуны, соответствующие Балтийскому ледниковому озеру, польдиновому морю, анциловому озеру, и литориновой трансгрессии (Джиноридзе, Клейменова, Серганов, 1967).

Слоистые алевриты, слагающие в основном нижнюю часть разреза (мощностью 40 и более метров), содержат комплекс фораминифер, включающий 9 видов: *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, *Buccella frigida*, *B. hannaï arctica* Voloshinawa, *Cibicides rotundatus* Stschedrina,

Cribrononion incertus (Williamson), *Elphidium subclavatum*, *E. granatum* Gudina, *Protelphidium orbiculare*, *P. parvum*. В алевритах содержится также диатомовая флора (см. табл. 2), представленная в основном морскими сублиторальными видами (77,3—78,6%). Кроме того, встречаются немногочисленные пресноводно-солонатоводные и солонатоводные формы (до 1,2%) и пресноводные диатомы (18,4—19,0%).

Таблица 2

Содержание диатомовых водорослей в слоистых алевритах, выполняющих переуглубленную долину в районе г. Вентспилса

№	Виды диатомей	%
Морские		
1	<i>Actinoptychus undulatus</i> Ralfs	1,8—2,4
2	<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehr.	0—1,2
3	<i>Coscinodiscus asteromphalus</i> Ehr.	0—0,6
4	<i>Chaetoceros</i> sp.	5,9—7,4
5	<i>Grammatophora arctica</i> Cl.	28,6—30,4
6	<i>Grammatophora oceanica</i> Grun	1,2—2,5
7	<i>Melosira sulcata</i> (Ehr.) Ktz.	25,4—27,4
8	<i>Hyalodiscus scoticus</i> (Ktz.) Grun	1,8—3,6
9	<i>Plagiogramma pulchellum</i> Grun	0—1,2
10	<i>Rhabdonema</i> sp.	1,8—5,9
11	<i>Rhabdonema minutum</i> Ktz.	0—2,5
12	<i>Trachyneis aspera</i> (Ehr.) Cl.	0—0,6
13	<i>Diploneis didyma</i> (Ehr.) Cl.	1,2—2,5
Пресноводно-солонатоводные и солонатоводные		
14	<i>Cyclotella kuetzingiana</i> Thwait	0—0,6
15	<i>Gyrosigma attenuatum</i> Rabenh	ед.
16	<i>Fragilaria pinnata</i> Ehr.	0,0—0,6
17	<i>Stephanodiscus astraea</i> Grun	ед.
Пресноводные		
18	<i>Campylodiscus</i> sp.	ед.
19	<i>Cymbella</i> sp.	4,3—8,3
20	<i>Epithemia</i> sp.	ед.
21	<i>Melosira granulata</i> (Ehr.) Ralf.	9,5—11,7
22	<i>Melosira islandica</i> O. Müll.	0,0—1,2
23	<i>Melosira arenaria</i> Moore	0,0—1,8
24	<i>Melosira scabrosa</i> Qstr.	0,0—0,6

Пресноводные диатомовые имеют плохую сохранность, определение их во многих случаях возможно только до рода, что позволяет предполагать вынос их в морской бассейн реками.

Состав микрофауны фораминифер и диатомовой флоры показывает, что накопление слоистых алевритов происходило в мелководном опресненном морском бассейне. Вместе с тем, переход слоистых морских алевритов в подстилающие и перекрывающие темносере валунные мореноподобные суглинки осуществляется постепенно. В верхнем горизонте валунных суглинков обнаружена микрофауна фораминифер, насчитывающая также как и в нижележащих морских алевритах 9 видов, но четыре из них не отмечены в алевритах: *Miliolinella cf. subrotunda* (Montagu), *Quinqueloculina borea* Gudina, *Cribrononion obscurus* Gu-

dina, *Elphidium obesum* Gudina. Этот факт делает маловероятным предположение о переотложении микрофауны в валунные суглинки ледником из нижележащих морских алевритов, тем более, что содержание раковин в суглинках 15—25 экземпляров в образце, тогда как в алевритах обычно 1—2 экземпляра и лишь изредка достигает 18—76 экземпляров. Следовательно, при допущении переотложения фораминифер ледником следует признать обогащение ими валунных суглинков. Фораминиферы содержатся также в слое суглинков с грубообломочным материалом, залегающим ниже алевритов: единичные раковины *Miliolina cf. subrotunda* и *Cibicides rotundatus*.

Показательным является распределение по разрезу явно переотложенных фораминифер и диатомовых водорослей неоген-палеогенового возраста. Наиболее обогащены переотложенной микрофауной и микрофлорой слоистые морские алевриты. Количество переотложенных фораминифер в образце достигает 31—49 экземпляров, количество родов равно 9. В то же время, в валунных суглинках, перекрывающих алевриты, присутствуют только единичные раковины одного доплейстоценового рода фораминифер, а в подстилающих — двух родов; количество раковин в образце не более 6 экземпляров. Аналогичная картина характерна для распределения переотложенных диатомей. Их содержание в морских алевритах составляет 2,4—3,1% от суммы всех диатомовых, тогда как в нижнем горизонте валунных суглинков присутствуют лишь единичные створки палеоген-неогеновых видов, а в верхнем горизонте суглинков они полностью отсутствуют.

Картина распределения переотложенных доплейстоценовых фораминифер и диатомовых прямо противоположна той, которая должна была быть в случае, если валунные суглинки имеют континентальное ледниковое происхождение. Тогда наибольшее содержание переотложенных палеоген-неогеновых форм следовало ожидать в валунных отложениях, наряду с «переотложенными» плейстоценовыми фораминиферами. Однако наибольшее количество переотложенной доплейстоценовой микрофауны и микрофлоры свойственно именно морским алевритам.

Палеонтологический материал из отложений, выполняющих переуглубленную долину в районе г. Вентспилса, показывает, что как слоистые алевриты, так и связанные с ними постепенными переходами валунные мореноподобные суглинки формировались в морских условиях. Накопление суглинков происходило на больших глубинах и при активном влиянии на процесс морского осадконакопления ледового фактора, который обуславливал поступление в донные осадки грубообломочного материала. Слоистые алевриты накапливались в мелководном заливе эстуарного типа. Источники терригенного материала, служившего основой формирования морских осадков, располагались к югу и юго-западу от западного побережья Латвии, где размывались имеющие достаточно широкое распространение палеогеновые и неогеновые породы. Направление вдольберегового потока наносов было, как и в настоящее время (Ульст, Майоре, 1964), северо-восточное. Естественно, что в наибольшей степени за счет берегового потока наносов формировались мелководные, прибрежные осадки, поэтому в них присутствует максимальное количество переотложенной палеоген-неогеновой микрофауны и микрофлоры. Более глубоководные суглинистые осадки в значительной степени образованы за счет оседания взвешенного материала, поэтому количество переотложенных, доплейстоценовых форм в них существенно ниже.

В отдельных случаях (на побережье Рижского залива, например) днище древних переуглубленных долин опускается на глубину 282 м

ниже современного уровня моря. В выполнении этих долин участвует сложно построенный комплекс осадков, в которых почти по всему разрезу фиксируются единичные раковины фораминифер, говорящие о накоплении осадков в условиях мелководного, сильно опресненного бассейна эстуарного типа.

Признание морского генезиса горизонтов валунных мореноподобных отложений влечет за собой изменение критериев в оценке возраста и стратиграфического положения осадков, выполняющих переуглубленные долины. По условиям залегания отложения переуглубленных долин латвийского побережья близки морским осадкам, вскрытым скважиной на северном побережье Эстонии в устье р. Вяэна (Раукас, Лийвранд, 1971). Морские глины с прослоями органики в разрезе этой скважины подстилаются и перекрываются валунными суглинками в интервале глубин от 13 до 69 м ниже уровня моря. Морские глины и подстилающие их валунные суглинки переуглубленных долин Эстонии содержат значительно более богатые в количественном отношении комплексы фораминифер по сравнению с переуглубленными долинами побережья Латвии. В морских темносерых глинах с прослоями органического вещества, вскрытых скважиной в устье р. Вяэны, количество раковин в образце достигает 3402—6185 экземпляров. Вместе с тем, по видовому составу комплексы сходны с комплексами латвийского побережья. Ядро комплекса составляют *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare*, *P. parvum*, *Buccella frigida*, *B. hannai arctica*, *B. inusitata*, *Pninaella pulchella*, *Cibicides rotundatus*. Если в отложениях переуглубленных долин Латвии насчитывается 14 видов фораминифер, то в отложениях, вскрытых скважиной на побережье Эстонии — 19, причем большинство видов общие (см. табл. 1). В обоих случаях преобладающей является эльфиднидовая группа, в морских отложениях Эстонии высоко содержание букцелл.

Морские отложения переуглубленных долин на побережье Эстонии содержат богатый комплекс морской диатомовой флоры. Во флоре господствуют морские сублиторальные диатомей.

Типичные — *Grammatophora*, *Melosira sulcata* (Ehr.), Kütz., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb) Ktz., *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs, *Diploneis*, *Hyalodiscus scoticus* (Ktz.) Grun. Постоянно встречаются и неритические диатомовые, особенно *Chaetoceros*. Океанические виды редки и в основном наблюдаются в обломках довольно крупных *Coscinodiscus*. Как примесь во флоре встречаются отдельные створки пресноводных (и солоноватоводных) диатомовых водорослей: *Melosira granulata* (Ehr) Ralfs, *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun.

Состав диатомовой флоры и микрофауны фораминифер позволяет утверждать, что накопление отложений переуглубленных долин Эстонии происходило в условиях достаточно глубокого морского водоема, имевшего близкую к нормальной солености вод, т. е. широко связанного с океаном.

Важно подчеркнуть, что в нижнем слое валунных суглинков, залегающих на кембрийских песчаниках на глубине от 55 до 69 м ниже уровня моря, содержание раковин фораминифер достигает 2950 экземпляров на 100 г. породы. Такое обогащение породы микрофауной при переотложении ее ледником трудно представить. Кроме того, валунные суглинки с богатым комплексом микрофауны подстилают, а не перекрывают морские глины, а видовой состав микрофауны в тех и других практически идентичный. Фораминиферы присутствуют и в суглинках, перекрывающих глины, но количество их невелико, в одном образце содержится не более 5—9 экземпляров, комплекс насчитывает всего

5 видов. Если валунные суглинки переуглубленных долин имеют континентальное ледниковое происхождение следовало ожидать, что обогащены переотложенной микрофауной будут перекрывающие морские осадки горизонты, а не подстилающие их. Интересно отметить, что в основании морской свиты скерумхеде на севере Дании на контакте с коренными породами отмечаются валунные глины мощностью 20 м с песчано-галечными прослоями, содержание раковины арктических и субарктических видов моллюсков *Portlandia arctica* Gray, *Macoma calcarea* (Gmelin), *Hiatella arctica* L., (Серебряный, 1967). Глубина залегания глин превышает 100 м.

По составу комплексов фораминифер морские отложения, вскрытые скважиной в устье р. Вяэна, близки глинам, вскрытым скважиной на р. Мге в стратотипическом разрезе морских мгинских отложений (Знаменская, 1959). Комплекс фораминифер мгинских отложений, насчитывающий 17 видов, также преимущественно состоит из элфидинидовой группы (в основном *Elphidium subclavatum*, *Prolelphidium parvum*). Букцелл (*Buccella hannai arctica*, *B. frigida*, *B. inusitata*), к которым в заметных количествах примешиваются миллиолиты. Общее содержание раковин в образце здесь несколько меньше, чем в разрезе на р. Вяэне, но достаточно высокое (до 1030 экземпляров в образце).

По составу фауны моллюсков, заключенной в алевритах (мелкозернистых песках) на глубине 79,2—109,0 м близ пос. Колка (Ульст, Майоре, 1964), морские отложения переуглубленных долин латвийского побережья вряд ли могут сопоставляться с эемской трансгрессией Западной Европы, для отложений которой характерны богатые бореально-лузитанские комплексы моллюсков. Отличен состав моллюсков и в разрезе на р. Мге, где помимо *Portlandia arctica* присутствуют раковины *Tellina calcarea*, *Mytilus edulis* L., *Littorina littorea*, *Cardium edule*. Более близка она фауне с *Portlandia* (*Yoldia*) *arctica* Gray из нижних горизонтов гольштейнской трансгрессии.

Богатые комплексы микрофауны в восточных районах Прибалтики и обеднение их в западном направлении, возможно, связаны с проникновением в бассейн Балтики на данном этапе геологического развития вод Полярного бассейна. Тогда сопоставление с разрезами побережья Северного моря вряд ли является правомочным. Вопрос этот требует дальнейшего изучения и сбора материала по строению и палеонтологической характеристике отложений, выполняющих погребенные долины на всем побережье Прибалтики.

Второй комплекс (водораздельный). Иное геолого-геоморфологическое и стратиграфическое положение занимают морские отложения, развитые в пределах возвышенных водоразделов на абсолютных высотах до 90, 100 м. Раковины *Portlandia arctica* давно известны из водораздельных валунных пород, но все они считались и в настоящее время считаются большинством исследователей переотложенными вюрмским ледником из межледниковых морских отложений (Dreimanis, 1970). В этой связи остается непонятным, почему ледник «выбирал» из богатых фауной мгинских отложений раковины *Portlandia arctica*, ибо только они известны из водораздельных валуноносодержащих пород Прибалтики.

Наиболее достоверные данные о морском генезисе получены для толщи темно-серых валунных суглинков, относимых, как правило, к морене ринского оледенения в двух разрезах на территории Латвии, которые можно считать опорными. Первый из них расположен на западном склоне Видземской возвышенности в среднем течении р. Огре близ впадения в нее р. Личупе (рис. 1). Этот разрез подробно описан

в работе Г. И. Коншина, А. С. Саввантова, Г. Н. Недешевой, В. Я. Дзилна (1969). Здесь под приповерхностными красно-бурыми валунными суглинками мощностью около 3 м, относимыми к морене вюрмского оледенения, залегают темносерые, слабо сортированные мореноподобные ва-

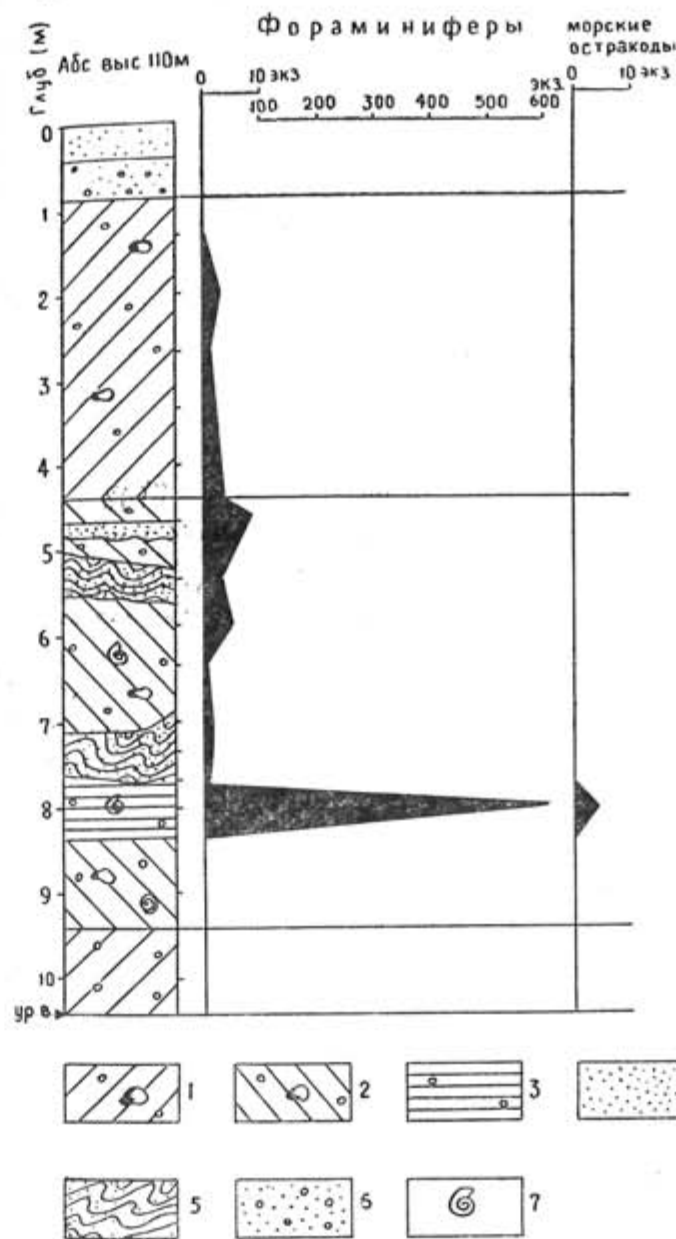


Рис. 1. Распределение микрофауны в обнажении на р. Огре (близ устья р. Личупе)

Условные обозначения: 1 — суглинок валунный красно-бурый и желтовато-коричневый; 2 — суглинок валунный темносерый; 3 — глина темносерая с галькой; 4 — песок; 5 — деформированная слоистость песка; 6 — песок с галькой; 7 — раковины *Portlandia arctica*.

лунные суглинки и темные глины с гравием и галькой, чередующиеся в разрезе с желтыми мелко- и среднезернистыми песками с деформированной слоистостью. Размеры валунов в темно серых суглинках не превышают 0,5—0,6 м в поперечнике. В разрезе наблюдается фациальный взаимопереход суглинков и глин в пески в горизонтальном направлении. Общая мощность песчано-суглиннисто-глинистой пачки пород

5 видов. Если валунные суглинки переуглубленных долин имеют континентальное ледниковое происхождение следовало ожидать, что обогащены переотложенной микрофауной будут перекрывающие морские осадки горизонты, а не подстилающие их. Интересно отметить, что в основании морской свиты скерумхеде на севере Дании на контакте с коренными породами отмечаются валунные глины мощностью 20 м с песчано-галечными прослоями, содержание раковины арктических и субарктических видов моллюсков *Portlandia arctica* Gray, *Macoma calcarea* (Gmelin), *Hiatella arctica* L., (Серебряный, 1967). Глубина залегания глин превышает 100 м.

По составу комплексов фораминифер морские отложения, вскрытые скважиной в устье р. Вяэна, близки глинам, вскрытым скважиной на р. Мге в стратотипическом разрезе морских мгинских отложений (Знаменская, 1959). Комплекс фораминифер мгинских отложений, насчитывающий 17 видов, также преимущественно состоит из эльфиднидовой группы (в основном *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium parvum*), букцелл (*Buccella hannai arctica*, *B. frigida*, *B. inusitata*), к которым в заметных количествах примешиваются милнолиды. Общее содержание раковин в образце здесь несколько меньше, чем в разрезе на р. Вяэне, но достаточно высокое (до 1030 экземпляров в образце).

По составу фауны моллюсков, заключенной в алевритах (мелкозернистых песках) на глубине 79,2—109,0 м близ пос. Колка (Ульст, Майоре, 1964), морские отложения переуглубленных долин латвийского побережья вряд ли могут сопоставляться с эемской трансгрессией Западной Европы, для отложений которой характерны богатые бореально-лузитанские комплексы моллюсков. Отличен состав моллюсков и в разрезе на р. Мге, где помимо *Portlandia arctica* присутствуют раковины *Tellina calcarea*, *Mytilus edulis* L., *Littorina littorea*, *Cardium edule*. Более близка она фауне с *Portlandia (Yoldia) arctica* Gray из нижних горизонтов гольтштейнской трансгрессии.

Богатые комплексы микрофауны в восточных районах Прибалтики и обеднение их в западном направлении, возможно, связаны с проникновением в бассейн Балтики на данном этапе геологического развития вод Полярного бассейна. Тогда сопоставление с разрезами побережья Северного моря вряд ли является правомочным. Вопрос этот требует дальнейшего изучения и сбора материала по строению и палеонтологической характеристике отложений, выполняющих погребенные долины на всем побережье Прибалтики.

Второй комплекс (водораздельный). Иное геолого-геоморфологическое и стратиграфическое положение занимают морские отложения, развитые в пределах возвышенных водоразделов на абсолютных высотах до 90, 100 м. Раковины *Portlandia arctica* давно известны из водораздельных валунных пород, но все они считались и в настоящее время считаются большинством исследователей переотложенными вюрмским ледником из межледниковых морских отложений (Dreimanis, 1970). В этой связи остается непонятным, почему ледник «выбирал» из богатых фауной мгинских отложений раковины *Portlandia arctica*, ибо только они известны из водораздельных валуноносодержащих пород Прибалтики.

Наиболее достоверные данные о морском генезисе получены для толщи темно-серых валунных суглинков, относимых, как правило, к морене рисского оледенения в двух разрезах на территории Латвии, которые можно считать опорными. Первый из них расположен на западном склоне Видземской возвышенности в среднем течении р. Огре близ впадения в нее р. Личупе (рис. 1). Этот разрез подробно описан

в работе Г. И. Кошкина, А. С. Савваитова, Г. Н. Недешевой, В. Я. Дзилна (1969). Здесь под приповерхностными красно-бурыми валунными суглинками мощностью около 3 м, относимыми к морене вюрмского оледенения, залегают темносерые, слабо сортированные мореноподобные ва-

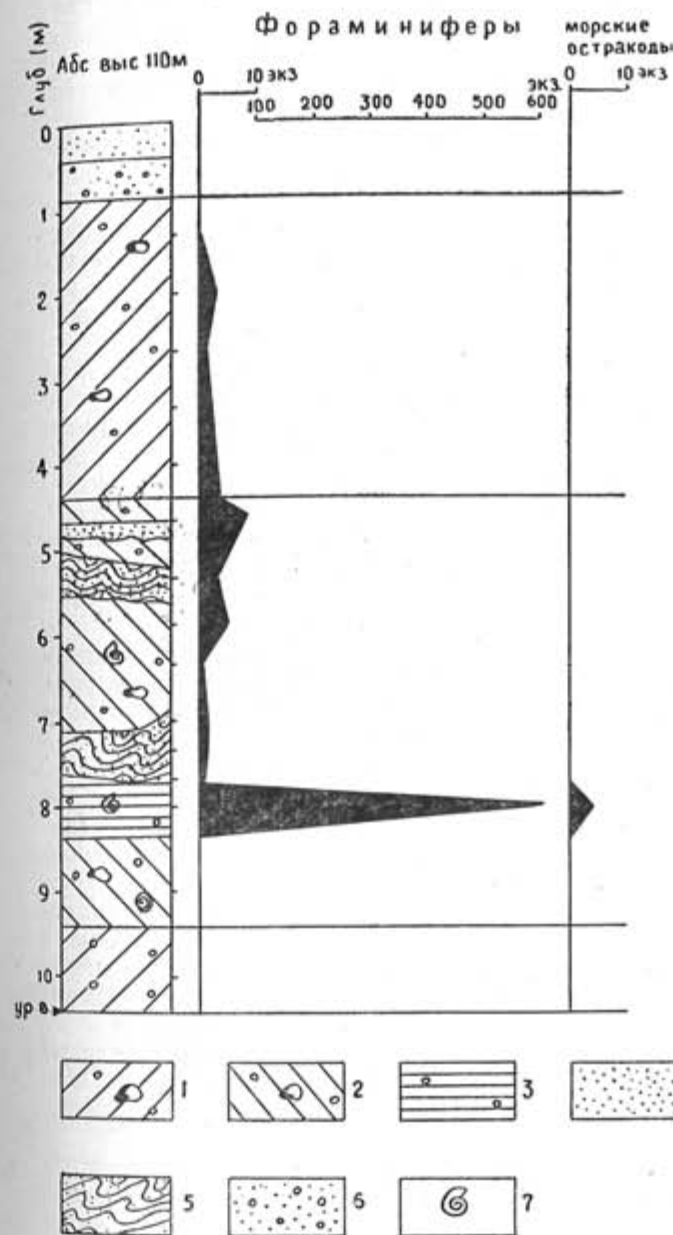


Рис. 1. Распределение микрофауны в обнажении на р. Огре (близ устья р. Личупе)

4 Условные обозначения: 1 — суглинок валунный красно-бурый и желтовато-коричневый; 2 — суглинок валунный темносерый; 3 — глина темносерая с галькой; 4 — песок; 5 — деформированная слоистость песка; 6 — песок с галькой; 7 — раковины *Portlandia arctica*.

лунные суглинки и темные глины с гравием и галькой, чередующиеся в разрезе с желтыми мелко- и среднезернистыми песками с деформированной слоистостью. Размеры валунов в темно серых суглинках не превышают 0,5—0,6 м в поперечнике. В разрезе наблюдается фациальный взаимопереход суглинков и глин в пески в горизонтальном направлении. Общая мощность песчано-суглиннисто-глинистой пачки пород

5—7 м. Подстилаются они грубым, песчаным суглинком желтовато-коричневого цвета с галькой, уходящим под урез воды р. Огре. Абсолютная высота бровки обнажения 110 м.

В темносерых валунных суглинках и глинах обнаруживаются раковины *Portlandia arctica*, условия залегания которых, безусловно, свидетельствуют о захоронении фауны „in situ“. Присутствуют раковины с сомкнутыми створками, покрытыми эпидермисом, характерно наличие соединенных в замке, но раскрытых и заполненных грунтом раковин. Большинство раковин с сомкнутыми створками давленные и рассыпаются при извлечении из грунта, что говорит о захоронении фаунистических остатков в рыхлом, слабо уплотненном осадке, который в последующем испытывал диагенетическое уплотнение. В отдельных опесчаненных линзочках и небольших линзовидных прослоях отмечены скопления раковин типа «банок». Все наблюдения над условиями залегания фауны опровергают предположение о ее переотложении ледником, как бы это ни противоречило сложившимся представлениям о геологическом строении плейстоценовых отложений Прибалтики.

В темносерых валунных суглинках и глинах с галькой и гравием присутствует микрофауна фораминифер. Количественное содержание раковин достигает в глинах 602—998 экземпляров на образец. Такое обогащение ледником моренных отложений микрофауной не представляется возможным. Комплекс фораминифер насчитывает 18 видов: *Quinqueloculina borea*, *Miliolinella* cf. *subrotunda*, *Buccella frigida*, *B. hannai arctica*, *B. inusitata* Andersen, *Pninaella pulchella*, *Cribrononion incertus*, *C. obscurus*, *Elphidium subclavatum*, *E. obesum*, *E. boreale* Nuzdina, *E. sp.*, *Protelphidium orbiculare*, *P. asterotuberculatum* (Voorthyssen), *P. parvum*, *P. lenticulare* Gudina, *Nodasaria sp.*

Ядро комплекса составляют эльфидииды, в заметных количествах присутствуют букцеллы. Помимо фораминифер, обнаружены два вида морских остракод: *Haplocytheridea mülleroidea* Swain n. sp., *Cytherideis tuberculata* Sars (определение Е. В. Постниковой). Эти виды остракод не встречены ни в одном из горизонтов морских плейстоценовых отложений Прибалтики. Отсутствуют они в глинах с богатой микрофауной на севере Эстонии и на р. Мге. Таким образом, еще раз лишается оснований предположение о переотложении микрофауны ледником. Фораминиферы и остракоды имеют хорошую сохранность и образуют экологически однородный комплекс, характерный для неглубоких холодноводных морей. Грубые желтовато-коричневые суглинки, подстилающие пачку морских отложений, микрофауны не содержат. В приповерхностных красно-бурых валунных суглинках отмечаются единичные раковины фораминифер.

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что накопление водораздельных валунных темносерых суглинков с раковинами *Portlandia arctica* на западе Видземской возвышенности происходило в ледовитом морском бассейне.

Второй опорный разрез водораздельных морских плейстоценовых отложений (рис. 2) расположен на юге Курземской возвышенности в бассейне р. Летижа (левый приток р. Вента). Летижский разрез является наиболее полным разрезом плейстоценовых отложений на территории Латвийской ССР, «поэтому данные о его строении занимают главное место в существующих местных стратиграфических схемах и построениях» (Спрингис, Кошнин, Саввантов, 1964, стр. 223).

В известном обнажении на правом берегу р. Летижа близ хутора Вацвагаре (разрез № 1, рис. 2) вскрываются с абсолютной высоты 85 м приповерхностные красно-бурые валунные суглинки мощностью

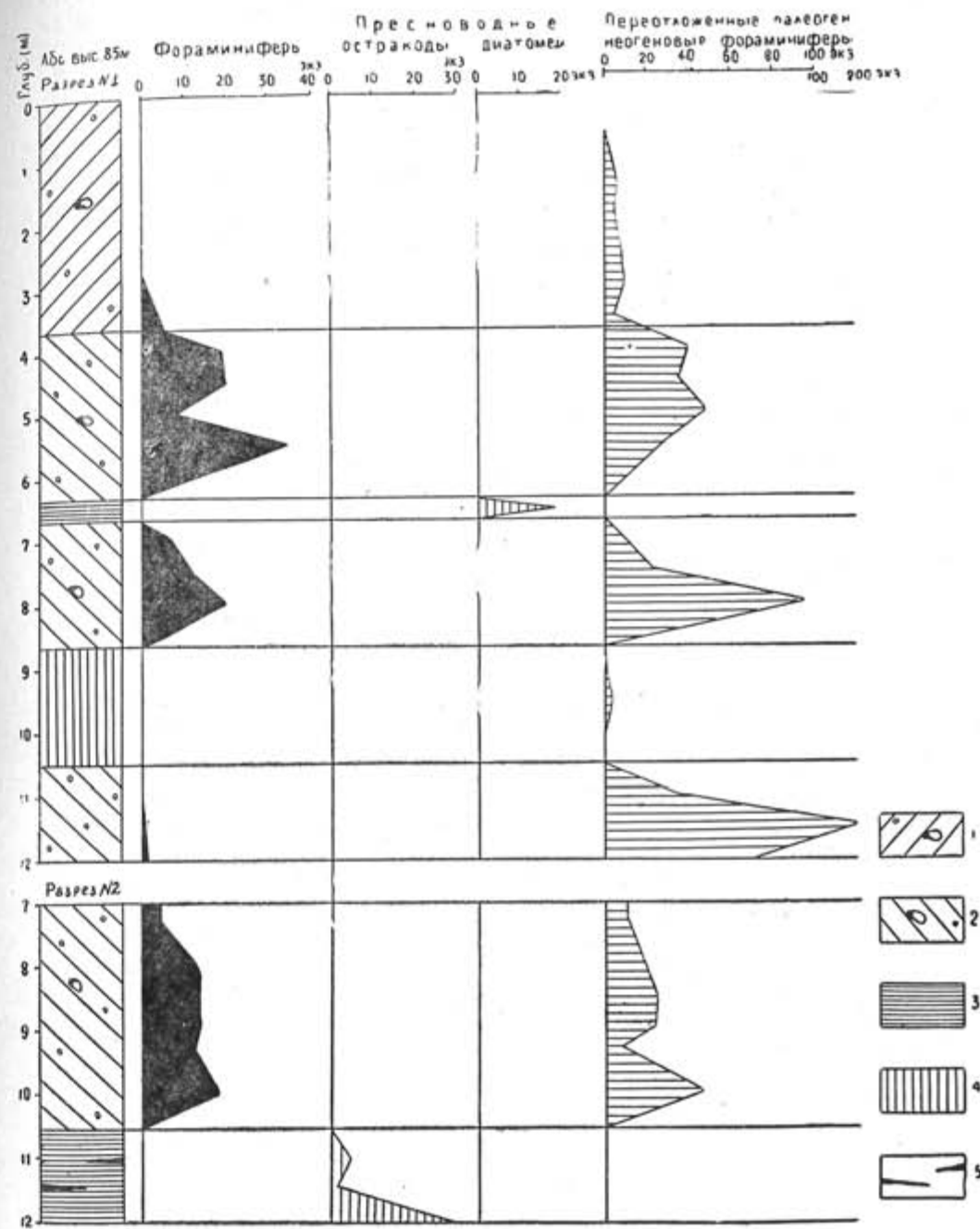


Рис. 2. Распределение микрофауны и микрофлоры в обнажениях на р. Летижа
Условные обозначения: 1 — суглинок валунный красно-бурый; 2 — суглинок валунный темно- и коричнево-серый; 3 — глина темно- и коричнево-серая; 4 — суглинок выветрелый кирпично-красный; 5 — линзы аллохтонного торфа.

3—4 м, относимые всеми исследователями к морене валдайского (виормского) оледенения. Ниже залегают темносерые, слабо сортированные суглинки с частыми включениями гравия, гальки и редкими, в основном мелкими, валунами. Эти суглинки рассматриваются одними исследователями как моренные отложения московского (Спрингис, Перконс, 1960; Спрингис, Коншин, Саввантов, 1964), другими — рисского оледенения (Даниланс, Дзилна, Саввантов, Стелле, 1964). Подстилаются они серовато-коричневыми, в верхней части сильно выветрелыми и окрашенными в яркий кирпично-красный цвет, грубыми песчанистыми суглинками.

Несколько ниже по течению р. Летижа близ хутора Лаукгали (разрез № 2, рис. 2) темносерые валунные суглинки вниз по разрезу постепенно переходят в коричневатые-серые глины с линзочками аллохтонного торфа. В разрезе наблюдается чередование более светлых серовато-коричневых и более темных коричневатых-серых прослоев. На основании спорово-пыльцевых спектров суглинки с прослоями аллохтонного торфа относятся к отложениям миндель-рисского (лихвинского) горизонта (Даниланс, Дзилна, Стелле, 1964).

Темносерые валунные суглинки, относимые к морене рисского (или московского) оледенения, содержат комплекс фораминифер. Количество раковин в образце 20—35 экземпляров. Фораминиферы в основном бентосные: *Buccella frigida*, *B. hannai arctica*, *Cibicides rotundatus*, *Cribronion incertus*, *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Cassidulina subacuta*. Резко преобладает над прочими один вид *Elphidium subclavatum*. Кроме того, встречаются три вида планктонных фораминифер: *Acarinina compacta* Gudina, *Globigerina quinqueloba* Natland, *G. conglomerata* Schwager.

Характерной особенностью комплекса микрофауны является присутствие большого числа (до 47—97 экземпляров в образце) переотложенных палеоген-неогеновых фораминифер (24 вида), что является дополнительным материалом для суждения о генезисе вмещающих валунных суглинков. Если допустить, что весь комплекс фораминифер в валунных суглинках переотложен ледником, становится непонятным источник их сноса. Палеогеновые и неогеновые отложения известны к юго-западу от Курземской возвышенности на территории Литвы и Калининградской области. К северу в пределах Латвийской ССР и Фенноскандии они отсутствуют. Вряд ли можно думать, что они были распространены здесь во время, предшествующее накоплению суглинков, ибо они подстилаются довольно мощной и практически повсеместно распространенной толщей более древних плейстоценовых отложений. В этом случае остается «предположить», что ледник двигался не с севера на юг, а с юга на север. Вероятно, переотложенные палеоген-неогеновые фораминиферы, также как в морских отложениях переуглубленных долин на западном побережье Латвии, были перенесены вдольбереговым потоком наносов и течениями из юго-западных районов Прибалтики. Переотложенные фораминиферы имеют мелкие, одинаковые по размеру раковины, что указывает на сортировку материала в процессе его переноса в водной среде.

В толще темносерых валунных суглинков залегает небольшой прослой темной (почти черной) глины, лишенной включений грубообломочного материала. В глине отсутствуют раковины фораминифер и встречаются пресноводные и пресноводно-солонатоводные диатомовые, среди которых преобладают *Stephanodiscus astrea* var. *minutula* (Ehr.) Grun, *S. astrea* (Ehr.) Grun, *Cyclotella kuetzingiana* Thwait, *Melosira italica* cf. *curvata* (Ehr.) Kütz, *Fragilaria brevisriata* Grun — (пресноводные фор-

мы). Кроме того, встречаются *Epithemia zebra* (Ehr.) Kütz, *Melosira distans* var. *alpigena* (Ehr.) Kütz, *M. granulata* (Ehr.) Ralis, *M. arenaria* Moore, *Fragilaria brevisriata* var. *elliptica* Grun, *F. construens* var. *trundulata* (Ehr.) Grun, *Stephanodiscus astrea* var. *intermedia* (Ehr.) Grun, *Opephora Martyi* Herib, *Amphora ovalis* Kütz, *Gomphonema intricatum* var. *pumila* Kütz, *Cocconeis thumensis* A. Mayer, *C. disculus* (Schum) Cl., *Diploneis elliptica* var. *ladogensis* (Kütz.) Cl.

Факт чередования в разрезе слабо сортированных суглинков с микрофауной фораминифер и глин с пресноводной и пресноводно-солонатоводной диатомовой флорой отражает изменения фацальных условий осадконакопления: смену осолоненного бассейна пресноводным. Бедный комплекс бентосных фораминифер и резкое преобладание эльфидиновой группы свидетельствуют о небольших глубинах и сильной опресненности морского бассейна, так что небольшие колебания его уровня могли приводить к смене морских условий озерно-лагунами, пресноводными.

Комплексы микрофауны фораминифер, близкие по составу рассматриваемым, обнаружены в слое серых мореноподобных супесей, вскрытых скважиной близ пос. Вайнеде, находящегося также в районе р. Летижа на юге Курземской возвышенности. Абсолютная высота устья скважины 136 м. Под слоем верхнего бурого валунного суглинка и залегающих в его основании песков вскрываются с абсолютной высоты от 81 до 35,5 м, т. е. на протяжении 45,5 м разреза скважины, серые супеси с галькой и гравием. В нижней части в супесях содержатся прослой песка и алевролита. Подстилаются они песками, глинами, ниже которых залегает бурый суглинок с включениями грубообломочного материала.

Серые супеси с гравием и галькой в средней части разреза скважины, также как и в обнажениях на р. Летижа, как правило, относятся к морене рисского оледенения (Даниланс и др. 1964). Однако в этих же супесях обнаружен выдержанный по разрезу комплекс фораминифер, насчитывающий 15 бентосных видов. Количественно преобладают раковины *Elphidium subclavatum* и в меньшей степени — *Protelphidium orbiculare*. Кроме того, встречены единичные экземпляры: *Pseudopolymorphina* cf. *novangliae* (Cushman), *Oolina costata* (Williamson), *Buccella hannai arctica*, *B. frigida*, *Alabaminoides mitis* (Gudina), *Pninaella pulchella*, *Discorbis deplanatus* Gudina, *Elphidium granatum*, *E. selseyense*, *Cassidulina subacuta*, *Islandiella islandica* (Norvang), *Angulogerina angulosa* Williamson. Так же, как и в разрезе на р. Летижа, отмечаются планктонные фораминиферы и переотложенные мезозойские и палеоген-неогеновые виды. Комплекс в целом сходен с комплексом обнажения на р. Летижа, незначительное разнообразие видов не отражает изменения характера бассейна. В самой верхней части слоя супесей и в его основании обнаружены пресноводные остракоды: *Cytherissa lacustris* Sars, *Lymnocythere* cf. *carinata* Jasu, *L. cf. difluxilus* Jasu, выдерживающие некоторое осолонение и свидетельствующие о том, что осадконакопление началось и завершилось в опресненном водоеме.

Как уже отмечалось, вниз по разрезу темносерые валунные глины в обнажениях на р. Летижа переходят в глины без включений грубообломочного материала с тонкими прослоями и линзочками аллохтонного торфа. Глины содержат фауну пресноводных остракод, представленных следующими видами: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Eucypris famosa* Scheider, *Potamocypris* sp., *Candona candida* (O. Müller), *C. rostrata* Brady et Norm., *C. neglecta* Sars, *C. rectangulata* Alm., *C. hyalina* Brady et Rob., *C. sp.*, *Candoniella albicans* (Brady), *C. sp.*, *Cytherissa lacustris*

Sars, *Limnocythere cf. sancti — patricii* Brady et Rob., *L. carinata* Jasi sp. n., *L. sp.* Большинство видов остракод, согласно заключению Е. В. Постниковой, являются обычными представителями биоценозов пресных вод и распространены в различного типа водоемах по всей Голарктике. Некоторые виды (*Candona neglecta*) встречаются в современном Балтийском море при солености 8,13‰. Многие остракоды являются стенотермо-холодолюбивыми формами (*Candona candida*, *Cytherissa lacustris* и др.). Особенности их развития требуют незначительных колебаний температуры воды, низкой в летние месяцы. Некоторые виды *Ilyocypris brady* являются криофилами. Таким образом, состав микрофауны остракод свидетельствует о накоплении вмещающих отложений в пресноводном холодноводном бассейне, возможно, лагунного типа.

Данные анализа микрофауны остракод в какой-то мере позволяют судить о возрасте отложений. Значительное число видов начинают свое существование в дочетвертичное время (*Ilyocypris brady*, *Candona neglecta*, *C. rostrata*, *C. candida*, *Candoniella albicans*, *Eucypris famosa*, *Cytherissa lacustris*). Вместе с тем ряд форм распространен только с плейстоцена и неизвестен в плиоценовых отложениях: *Limnocythere sancti — patricii*, *L. carinata*, *L. diffluxilis*, представители рода *Potamocypris*. По видимому составу комплексов остракод близок комплексу из нижнеплейстоценовых (лихвинских) отложений Соликамского района. По спорово-пыльцевым характеристикам пресноводные бассейновые отложения, как уже сказано, также относятся к миндель-рисскому (лихвинскому) горизонту (Данилаис, Дзилиа, Стелле, 1964). Следовательно, есть основания считать, что и возраст морских валунных отложений, в которые постепенно переходят пресноводные, является достаточно древним.

Третий комплекс (прибрежных низменностей)

Мощная толща морских отложений широко распространена вдоль всего западного побережья Латвии на абсолютных высотах от 10—15 до —50, —70 м. Она сложена, главным образом, песками и алевритами. В верхней части разреза залегают маломощные прослои серых суглинков с гравием, галькой, мелкими и редкими валунами и ленточно-слоистые осадки. Подробное описание литологического состава и условий залегания толщи морских пород приведено в работе Г. И. Коншина, А. С. Саввантова, В. Я. Слободина (1970). В настоящем сообщении мы остановимся, во-первых, на вопросе о генезисе серых валунных суглинков и взаимосвязанных с ними ленточных алевритов и глины в кровле морской толщи и, во-вторых, на вопросе о возрасте прибрежной толщи морских пород.

Суглинки серого цвета с мелкими валунами слагают основание береговых обрывов западного побережья Латвии к северу и югу от г. Вентспилса и перекрыты ленточно-слоистыми алевритами. В обрывах вскрываются разрезы террасовой поверхности, которая считается образованной Балтийским ледниковым озером (Вейнберге, 1964). И в суглинках и, что особенно важно, в ленточно-слоистых алевритах обнаружены немногочисленные фораминиферы, которые представлены следующими видами: *Buccella hannai arctica*, *Prinaella pulchella*, *Cibicides rotundatus*, *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare*, *P. parvum*. Количественное содержание раковин в образце не превышает 10 экземпляров. Как и в отложениях бассейна р. Летижа, присутствуют переотложенные палеоген-неогеновые формы. По-видимому, это является об-

щей закономерностью для морских плейстоценовых отложений, распространенных в западных районах Латвии. Представляется, что валунные суглинки и ленточно-слоистые осадки являются своеобразными фациями осадков опресненного морского бассейна. Если в валунных суглинках еще можно предполагать переотложенные микрофауны ледником, то для ленточно-слоистых осадков, которые формируются за счет осаждения взвешенного материала, это предположение маловероятно.

По геологическому положению, условиям залегания и микропалеонтологической характеристике толща морских осадков в значительной степени отвечает позднеплейстоценовым-раннеголоценовым отложениям Прибалтики. В скважине 9, расположенной на побережье между г. г. Вентспилс и Лиепая, в интервале глубин 63,5—70,5 м комплекс фораминифер почти идентичен комплексу из песков, вскрытых скважинами на глубине от 1,3 до 45,7 м ниже уровня моря на мысу Колка (Данилов, 1974). Пески на мысу Колка слагают низкую прибрежную террасу высотой 4—5 м, в них присутствуют раковины *Cardium edule*, *Macoma baltica* и *Mytilus edulis*, которые считаются типичными для литориновых песков латвийского побережья (Ульст, Майоре, 1964).

Характерным для обоих комплексов фораминифер из скважины на мысу Колка и скважины 9 южнее г. Вентспилса является высокое количественное содержание раковин в образце (соответственно до 1868 и до 2854 экземпляров) при небольшом видовом разнообразии. Преобладает в обоих случаях эльфидиновая группа (7 из 11 встреченных видов). Среди эльфидинов, наряду с *Elphidium subclavatum* (1650—2420 экземпляров в образце), присутствует большое количество раковин *Elphidium granatum* (1081—369 экземпляров в образце), что не свойственно иным типам четвертичных отложений Прибалтики. Подошва песков с литориновым комплексом фораминифер в скважинах близ пос. Колка залегает на глубине 35—45 м ниже уровня моря, т. е. соответствует в целом глубине залегания подошвы морской толщи на западном побережье Латвии.

В песках с прослоями алевритов, вскрытых скважиной 11 на западном побережье Латвии несколько к северу от г. Вентспилса (в районе пос. Сталдзене), в интервале глубин 26,2—32,2 м обнаружен комплекс остракод: *Ilyocypris brady*, *Eucypris* sp. (cf. *famosa* Schn.), *Cycloocypris cf. laevis* Müller, *C. sp.*, *Candona* sp., *Cytherissa lacustris*, *Limnocythere baltica* Diebel, *L. sancti — patricii*, *L. cf. inopinata* (Baird), *L. falcata* Diebel, *L. diffluxilis* Jasi sp. n., *L. sp.*

Сочетание видов *Limnocythere baltica*, *L. falcata* в ассоциации с *Limnocythere sancti-patricii*, *L. inopinata*, *Cytherissa lacustris* и другими видами отмечается как характерная черта прелиториновых донных отложений Мекленбургской бухты Балтийского моря (Diebel, 1965). Наличие единичных прибрежных морских диатомовых *Hyalodiscus scoticus* (Ktz.) Grun, *Thalassionema nitzschioides* Grun, *Isthia* sp., *Grammatophora* sp. и единичных раковин фораминифер: *Buccella frigida*, *Protelphidium orbiculare*, *Elphidium subclavatum*, *E. granatum* говорит о формировании вмещающих отложений в сильно опресненном морском или слабо осоложенном лагунном бассейне. Показательно присутствие среди фораминифер единичных раковин *Streblus beccarii* L.—атлантического вида, обнаруженного только в литориновых песках и не встреченного ни в одном из горизонтов более древних плейстоценовых отложений.

Данные по микрофауне фораминифер и остракод позволяют утверждать, что в строении толщи морских отложений, развитых вдоль западного побережья Латвии, широкое участие принимают голоценовые литориновые и позднеплейстоценовые прелиториновые осадки. Факт при-

существования фораминифер и морских остракод в отложениях, относимых ко времени существования Балтийского ледникового озера, подтверждает известные, но дискуссионные предположения о его связи с океаном. Судя по наличию типично атлантических видов, морские воды проникали с запада, из Атлантики.

Выводы

Изложенный материал показывает, что морские отложения имеют в плейстоцене Прибалтики широкое распространение. Они залегают в пределах возвышенных водоразделов, в древних переуглубленных долинах значительно ниже уровня моря, а также вдоль морского побережья на абсолютных высотах от 5—15 до —50, —70 м. Морские плейстоценовые отложения представлены различными фациальными типами: ледово-ледниково-морскими валунными суглинками и глинами; морскими и прибрежно-морскими песками, алевритами; лагунными глинами, алевритами и песками. Выяснение их строения, фациальных условий осадконакопления, стратиграфического положения и возраста требует дальнейших специальных и углубленных исследований.

Отрицание факта наличия морских отложений, в том числе валунных фаший, является следствием того, что фактические данные не укладываются в рамки сложившихся представлений на историю геологического и палеогеографического развития Прибалтики в плейстоцене. Однако такой подход к решению проблемы вряд ли поможет выяснению истинного положения вещей.

ЛИТЕРАТУРА

- АФАНАСЬЕВ Б. Л.: 1967. Морские морены Латвии и их возможное корреляционное и стратиграфическое значение. „Baltica“, Vilnius, vol. 3.
- АФАНАСЬЕВ Б. Л.: 1968. О находках и значении фауны фораминифер в моренах Прибалтики. «Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии». Из-во «Периодика», Вильнюс.
- ВЕЙНБЕРГС Я. Г.: 1964. Морфология и динамика берегов Балтийского ледникового озера на побережье Латвийской ССР. Сб. «Вопросы четвертичной геологии», III, Из-во АН Латв. ССР, Рига.
- ДАНИЛАНС И. Я., ДЗИЛНА В. Я., САВВАИТОВ А. С., СТЕЛЛЕ В. Я.: 1964. Стратиграфическое подразделение плейстоценовых отложений Латвии. Сб. «Вопросы четвертичной геологии», III, Изд-во АН ССР, Рига.
- ДАНИЛАНС И. Я., ДЗИЛНА В. Я., СТЕЛЛЕ В. Я.: 1964. Межледниковые отложения у Пулвернеки. Сб. «Вопросы четвертичной геологии», III, Изд-во АН Латв. ССР, Рига.
- ДАНИЛОВ И. Д.: 1974. К характеристике морских позднеплейстоценово-голоценовых отложений Прибалтики. „Baltica“, Vilnius, vol. 5.
- ДАНИЛОВ И. Д., НЕДЕШЕВА Г. Н., СМЕРНОВА Т. И.: 1968. К вопросу о ледово-морских плейстоценовых отложениях Латвии. «Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии». Из-во «Периодика», Вильнюс.
- ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., КЛЕЙМЕНОВА Г. И., СЕРГАНОВ В. И.: 1967. Новые данные по истории древней Вентспилской лагуны. Сб. «История озер северо-запада». Материалы I симпозиума по истории озер северо-запада СССР, Л.
- ЗНАМЕНСКАЯ О. М.: 1959. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. Докл. АН СССР, т. 129.
- КОНШИН Г. И., САВВАИТОВ А. С., НЕДЕШЕВА Г. Н., ДЗИЛНА В. Я.: 1969. Морские отложения в плейстоцене Центральной Латвии. Сб. «Вопросы четвертичной геологии», IV, Из-во АН Латв. ССР, Рига.
- КОНШИН И. Г., САВВАИТОВ А. С., СЛОБОДИН В. Я.: 1970. Межморенные морские отложения Западной Латвии и некоторые особенности их формирования. Сб. «Вопросы четвертичной геологии». V, Изд-во АН Латв. ССР, Рига.

- СПРИНГИС К. Я., ПЕРКОНС В. А.: 1960. Основные черты стратиграфии плейстоценовых отложений в Латвийской ССР. «Международный геологический конгресс». Доклад советских геологов. Проблема 4. «Хронология и климаты четвертичного периода». М.
- СПРИНГИС К. Я., КОНШИН Г. И., САВВАИТОВ А. С.: 1964. Сопоставление морен Летижского разреза по литологическим данным. Сб. «Вопросы четвертичной геологии». III, Изд-во АН Латв. ССР, Рига.
- УЛЬСТ В. Г., МАЙОРЕ Я. Я.: 1964. Стратиграфическое расчленение ледниковых отложений запада Европейской части СССР по окатанности зерен роговой обманки. Сб. «Вопросы четвертичной геологии», III, Изд-во АН Латв. ССР, Рига.
- РАУКАС А., ЛИВВРАНД Э.: 1971. Плейстоценовые отложения в разрезе скважины Вяэна-Пыесуу (Северная Эстония) и их генезис. Изв. АН Эстонской ССР, № 1.
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р.: 1967. Физическая география и четвертичная геология Дании. Изд-во «Наука», М.
- DIEBEL K.: 1965. Postglaziale Süßwasser-Ostracoden des Stechrohrkerns MB 6 (Osisee). Beiträge zur Meereskunde. Heft 12—14, Berlin.
- DREIMANIS A.: 1970. Are marine fossils in the quaternary deposits a sufficient evidence for marine deposition? „Baltica“, vol. 4, Vilnius.

MARINE PLEISTOCENE IN THE EAST BALTIC REGION

by

I. D. DANILOV and G. N. NEDESHEVA

Marine deposits are wide distributed within the Pleistocene strata in the East Baltic Region. They are bedding in deep buried valleys at the depth, reaching 100 m and more below MSL, as well as on the elevated watershed areas at abs. heights 80—100 m. Within the recent shore zone the marine deposits were encountered at the depth 5—70 m below the MSL. Pleistocene marine deposits are represented by glaciomarine and marine tills and clay, marine silt and sand, clay, silt and sand of marine-lagoonal origin. These deposits are of different age and were characterized by Foraminifera and in some cases by marine Ostracoda, diatoms and molluscs.

EUSTATIK UND ISOSTASIE IM SÜDLICHEN OSTSEERAUM

von

OTTO KOLP, Rostock

In dieser Arbeit wird die Schrägstellung submariner Uferterrassen in der südlichen Ostsee durch die bis in die Gegenwart anhaltende isostatische Vertikalbewegung untersucht. Die Bestimmung der isostatischen Beträge setzt die Festlegung des Verlaufs einer *tektonischen Nulllinie* voraus. Im südwestlichen Ostseeraum kommt die von Köster (1961) vorgezeichnete Linie in Frage, die sich mit der Verbindungslinie aller Punkte deckt, an denen der Betrag der relativen Senkung dem mittleren Betrag des gegenwärtigen eustatischen Meeresspiegelanstiegs von 0,8 mm/J entspricht, so daß an diesen Punkten die isostatische Komponente gleich Null sein muß.

relative Senkung = eustatische Komp. + isostat. Komponente

$$0,8 \text{ mm/J} = 0,8 \text{ mm/J} + 0$$

Die Frage nach der Nulllinie der isostatischen Hebung der vor Jahrtausenden entstandenen Uferterrassen alt- und mittelholozäner Gewässer bleibt nach wie vor offen.

Der Verfasser ist aber der Meinung, daß sich die tektonische Nulllinie im Holozän zur geringfügig bis an die heutige Nulllinie verschob.

Den Ausführungen über die Schrägstellung submariner Terrassen und die Trennung eustatischer und isostatischer Beträge durch Bezug auf die tektonische Nulllinie geht eine Darlegung des Zusammenhangs zwischen dem eustatischen Meeresspiegelanstieg, der isostatischen Hebung Fennoskandiens sowie der schrittweisen Veränderung der Salinität und der Bildung der Uferterrassen früherer Gewässer in der Ostseemulde voraus. Es werden Fragen der Benennung submariner Terrassen und der Begrenzung der Entwicklungsphasen der Ostsee geklärt.

Der in dieser Arbeit vorgelegte Entwurf einer Kurve der Strandlinienverschiebung in der südlichen Ostsee und der mit Hilfe der isostatischen Beträge davon abgeleiteten eustatischen Kurve stützt sich auf die neue Benennung und Abgrenzung.

Über den Zusammenhang zwischen eustatischem Meeresspiegelanstieg, isostatischer Hebung Fennoskandiens, schrittweiser Änderung der Salinität und Entstehung der Uferterrassen

Die Bildung der in der südlichen Ostsee unter dem Meeresspiegel liegenden Uferterrassen alt- und mittelholozäner Gewässer und die Veränderung der hydrographischen und ökologischen Verhältnisse in den Ent-

wicklungsphasen der Ostsee sind auf klimatische Schwankungen und den stufenweise erfolgten eustatischen Meeresspiegelanstieg zurückzuführen.

Stagnationen des Meeresspiegels bei gleichzeitig fortgesetzter isostatischer Hebung des nördlichen Ostseeraumes führten während des Präboreals zur schrittweisen Verengung und Schließung der mittelschwedischen Meeresstraße und zu einer stufenweisen Verringerung der Salinität.

In dem durch das Übergewicht der isostatischen Hebung Mittelschwedens über den eustatischen Meeresspiegel gekennzeichneten präborealen Abschnitt ging die den Rückgang der Salinität bedingende Stagnation der Transgression innerhalb einer Phase voraus.

Bei den im Atlantikum erfolgten Transgressionen vollzog sich die Versalzung der im Räume der Beltsee sowie der westlichen und südlichen Ostsee vorhandenen Binnengewässer infolge der nach jeder Transgression eintretenden Stagnation in einzelnen Etappen.

In diesem durch das Übergewicht des Meeresspiegelanstiegs über die langsamere Hebung der dänischen Inseln gekennzeichneten Abschnitt unterblieb während der in der zweiten Hälfte jeder Phase einsetzenden Stagnation eine weitere Zunahme der Salinität.

Um 4000 B. P. kam es zu einer starken Verzögerung des Meeresspiegelanstiegs und zur Annäherung des Meeresspiegels an NN. Seitdem lag das Übergewicht bei der isostatischen Hebung Norddänemarks. Das führte zur Verengung der dänischen Meeresstraßen und zum Rückgang der Salinität im Subboreal und Subatlantikum.

Die Änderung der Reihenfolge von Stagnation und Transgression innerhalb einer Phase vollzog sich während des Kommunizierens des Weltmeeres mit dem Ancyclus-See und nochmals während der Stagnation zwischen der Litorina III- und der Limnaea-Phase. Die Bildung von Uferterrassen erfolgte den Stagnationen entsprechend am Anfang oder Ende einer Phase. Nur die Ancyclus-Phase begann und endete mit einer Stagnation und Terrassenbildung.

Diese Erkenntnisse führten zu einer neuen Zuordnung und Umbenennung der Terrassen, die auch eine andere Begrenzung der Entwicklungsphasen der Ostsee nach sich zog.

Die erste und tiefste holozäne Meeresterrasse in der Ostseemulde, die zu Beginn des Präboreals entstand, ist als Yoldia-Terrasse (Y) zu bezeichnen.

Die in der Bornholm mulde in 60 m Tiefe angetroffene Terrasse entstand zu Beginn des brackisch-marinen Echeneis-Phase und ist als Echeneis-Terrasse (Y/E) zu benennen (Abb. 1).

Bei der 45-m-Terrasse im Arkonabecken handelt es sich um die an der Wende Echeneis-/Ancyclus-Phase (E/A) entstandene erste Ancyclus-Terrasse (A1).

Die 30-m-Terrasse in der Mecklenburger Bucht wurde nach Abschluß der autonomen Phase des Ancyclus-Sees (Aa) zu Beginn der Phase des Kommunizierens des Ancyclus-Sees mit dem Weltmeer (Ak1) gebildet und stellt die zweite Ancyclus-Terrasse (A2) dar.

Die Sedimente der 24-m-Terrasse wurden nach einem weiteren Anstieg des Wasserspiegels am Ende der Subphase Ak1 abgesetzt. Die darin enthaltenen zahlreichen Klarseeformen der Diatomeen ließen diese Terrasse als dritte Ancyclus-Terrasse (A3) ansehen. Die Phase des Kommunizierens des Ancyclus-Sees mit dem Weltmeer hatte in der Mecklenburger Bucht und im Großen Belt wegen des Übergewichts des aus dem Ancyclus-See abfließenden Süßwassers zu keiner spürbaren Zunahme der Salinität geführt.

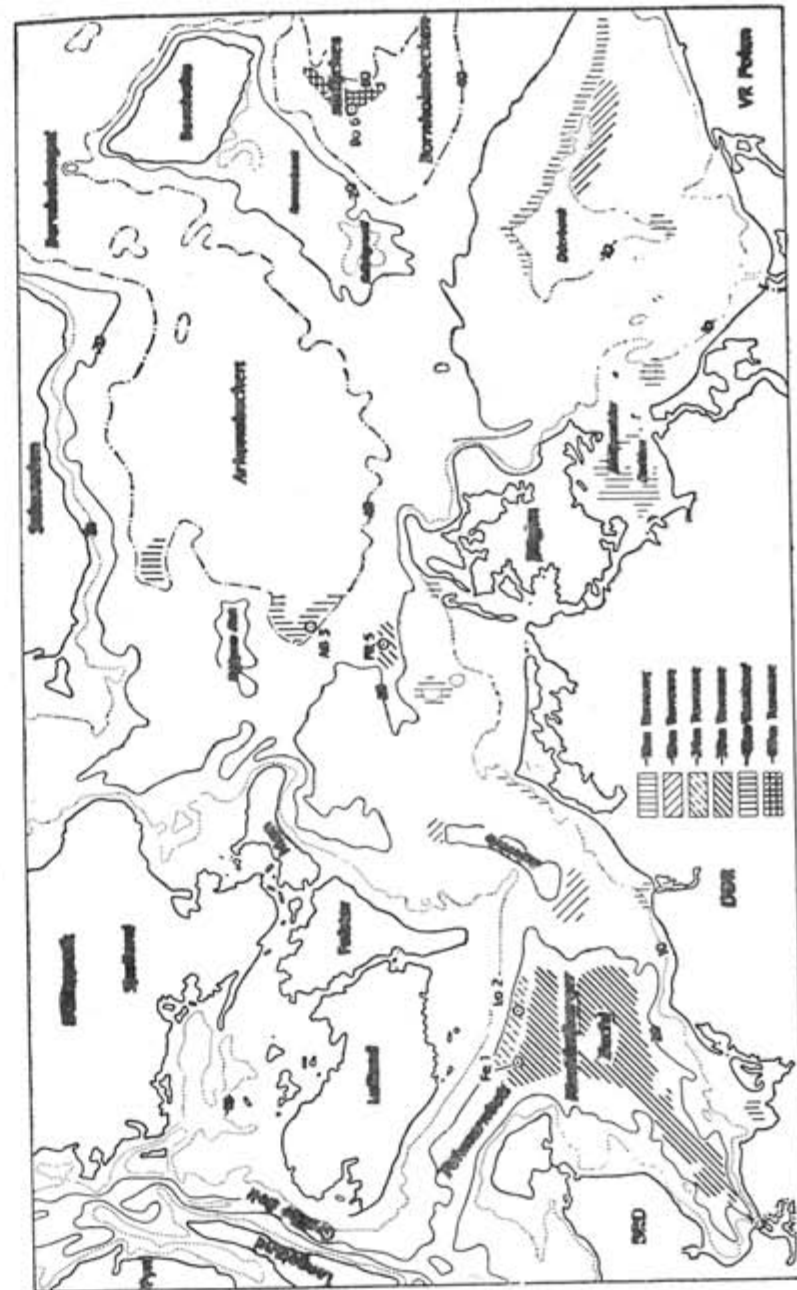


Abb. 1. Submarine Terrassen im südlichen Ostseeraum

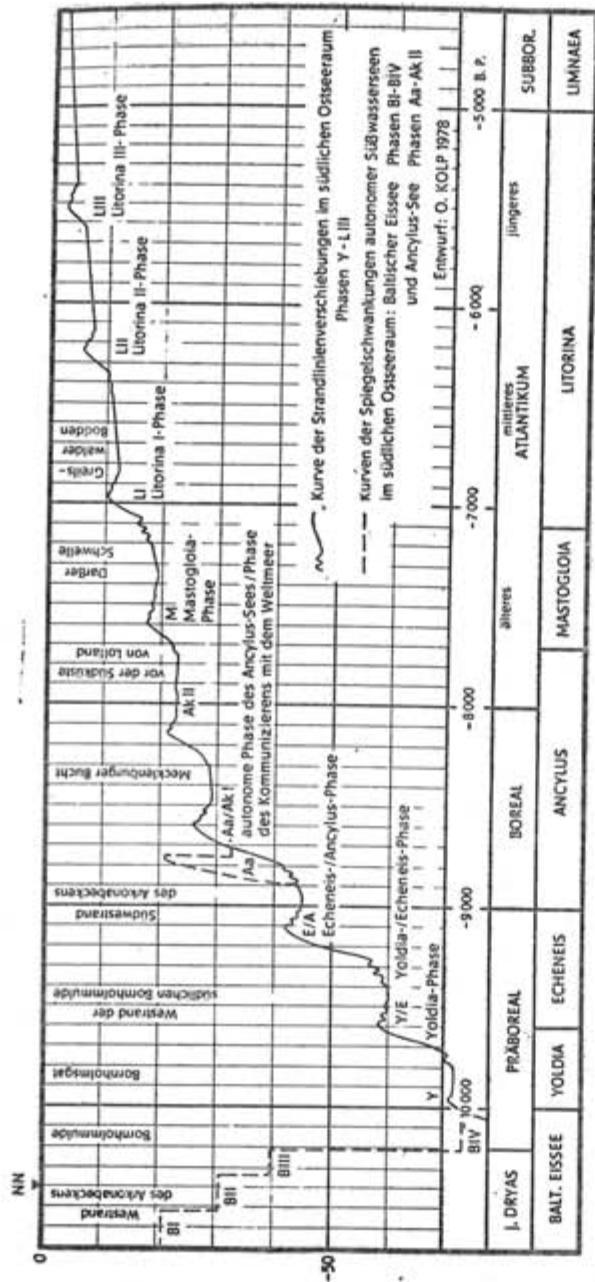


Abb. 2. Kurve relativer Strandlinienverschiebung im südlichen Ostseeraum

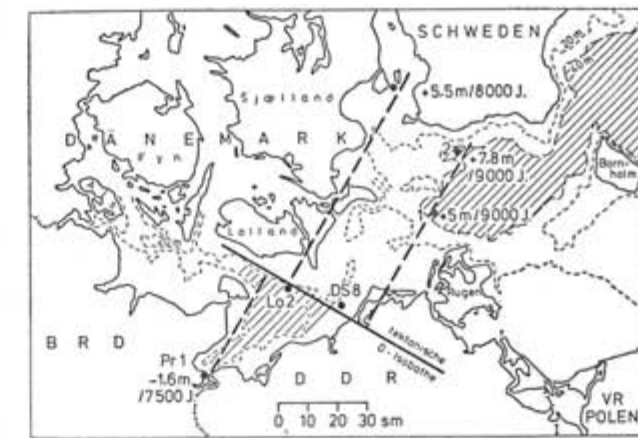


Abb. 3. Profile zur Bestimmung der isostatisch bedingten Schrägstellung submariner Terrassen. An den Stationspunkten ließen Schichtgrenzen typischer Sedimente die isostatischen Veränderungen bei Bezug auf die von Köster (1961) vorgezeichnete tektonische Nulllinie in $\pm m/Jt$ angeben

Die 19-m-Terrasse entstand am Ende der Mastogloia-Phase und ist als Mastogloia-Terrasse (M) zu bezeichnen. Am Ende der Litorina I-Phase erfolgte die Bildung der ersten Litorina-Terrasse (L1). Sie wird vom Cardium-Klei der folgenden hochmarinen Litorina II — Phase überdeckt. Jeweils am Ende der Litorina II- und Litorina III-Phase entstanden die zweite und dritte Litorina-Terrasse (L2, L3) in 7 m und 4 m Wassertiefe.

Subphasen wurden durch römische Ziffern, Terrassen durch arabische Ziffern gekennzeichnet.

In die Übersichtskarte der südlichen Ostsee konnten weitere Vorkommen submariner Terrassen in der Wismarer Bucht, am Nordende der Kadetrinne, im Arkonabecken und in der Oderbucht eingetragen werden.

Die Kurve der Strandlinienverschiebung im südlichen Ostseeraum

Der Tiefenbezeichnung submariner Terrassen und dem Entwurf der Strandlinienverschiebungskurve für die südliche Ostsee wurde die in einem begrenzten Seegebiet einer Bucht oder einer Mulde festgestellte größte Tiefe der Unterkante organogener Ufersedimente zugrunde gelegt (Abb. 2).

Die eingezeichneten Gebiete in denen die Uferterrassen erhalten blieben, wurden über der Kurve vermerkt.

Zur Kurve der marinen Strandlinienverschiebung wurden die gestrichelten Kurven der autonomen Phasen des Baltischen Eissees und des Ancyclus-Sees hinzugefügt.

Die höchste Uferlinie des Baltischen Eissees folgt im südwestlichen Ostseeraum etwa der 20-m-Isobathe. Deutliche Abrasionsterrassen in etwa 20 m Tiefe finden sich am Rande von Kriegers Flak und der Rönnebank sowie vor der nordrügenschens Küste. Das typische Sediment des Baltischen Eissees, gebänderter rosa Ton, steigt am Westrand des Arkonabeckens bis -33 m NN auf.

Bei der Absenkung des Eissees entstanden in Südfinnland ausgeprägte niedrigere Strandlinien der BII- und BIII-Phase. Ihnen entsprechen in der südlichen Ostsee submarine Terrassen im 30-m- und 40-m-Niveau am Osthang von Kriegers Flak und am Rande des südlichen Teils der Bornholmulde.

Nach Absenkung des Baltischen Eissees auf die tiefste Stufe B IV (8213 B. C.) fielen das Arkonabecken und H Teil der Bornholm-mulde trocken. Danach herrschte noch etwa 200 Jahre ein limnisches Regime. Erst um 8000 B. C. erreichte der Meeresspiegel das Niveau des Baltischen Eissees und stieg weiter an. Nach einem Maximum sank der Meeresspiegel um wenige Meter zurück, um in Niveau der Yoldia-Terrasse länger zu verharren.

Das Zurücksinken des Meeresspiegels nach Erreichen eines Maximums um 2–3 m, das sich in mehreren Pendelungen vollzog, erscheint typisch. Es trat am Ende weiterer Transgressionen in Erscheinung und war an wiederholten Folgen von Ufersedimenten, die in wechselnder Flachwassertiefe gebildet wurden, und an der seewärts abnehmenden Höhe von Strandwällen zu erkennen.

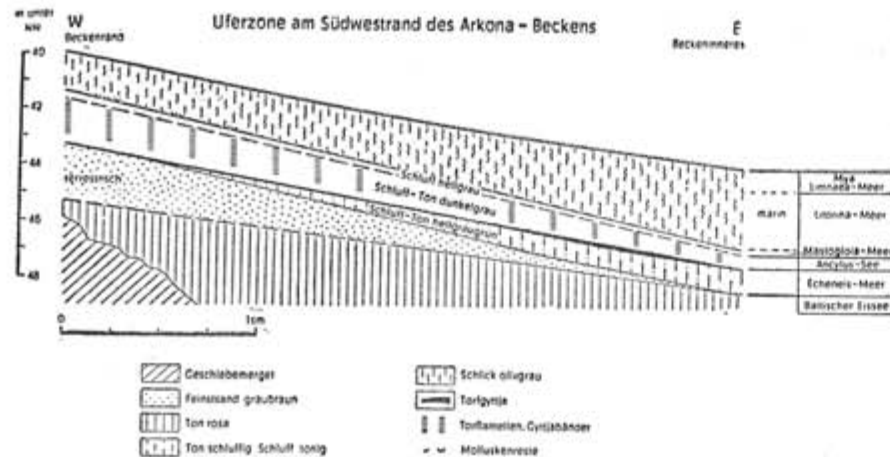


Abb. 4. Sedimentfolge der an der Wende von der Echeneis-Phase zur Ancyclus-Phase um 9000 B. P. entstandenen Uferterrasse im Arkonabecken südlich von Kriegers Flak. Es ist auf die Schichtgrenze zwischen hellgraugrünlichen Echeneis-Schluff-Ton und Ancyclus-Torfgyttja bzw. dunkelgrauem Schluff-Ton mit humosen Lamellen zu achten.

Organische Absätze der um 8000 B. C. gebildeten Yoldia-Terrasse wurden noch nicht nachgewiesen. Sie könnten sich im Bereich der untersten Terrasse des vom Arkonabecken nach Bornholmstgat in mehreren Stufen absteigenden Meeresgrundes bei etwa –73 m NN und in der südöstlichen Ostsee bei –90 m NN finden lassen.

Nach dem weiteren Anstieg des Yoldia-Meeresspiegels kam es im mittleren Präboreal zum Halt und zur Entstehung der Echeneis-Terrasse.

An der Wende Präboreal/Boreal führte ein erneutes Verharren des Meeresspiegels zur Abschnürung des in der Ostseemulde vorhandenen Gewässers vom Weltmeer und infolge der Inlandeisschmelze zu einem raschen Anstieg des Ancyclus-Sees bis an den Rand des Arkonabeckens. Nach Überlauf über die Darßer- und die Drogenschwelle wurden Rinnen 13 m tief eingeschnitten und der Seespiegel auf etwa –32 m NN abgesenkt.

Mit der Überflutung der Mecklenburger Bucht endete die autonome Phase des Ancyclus-Sees und es folgte die Phase des Kommunizierens und weiteren Anstiegens beider Gewässer.

Um die Mitte des Boreals wurden in der Mecklenburger Bucht Ufersedimente der 30-m-Terrasse in einem limnischen Milieu abgesetzt.

Dasselbe gilt auch für die am Ende der Ancyclus-Phase entstandene 24-m-Terrasse.

Erst der weitere Meeresspiegelanstieg führte zum Anbruch der brackisch-brackisch-limnischen Mastogloia-Phase.

Die 19-m-Terrasse kennzeichnet den letzten Halt an der Darßer Schwelle vor der Überflutung und Beginn der brackisch-marinen Litorina I-Phase. Die Torfgyttja der 19-m-Terrasse findet sich zwischen dem schluffigen Sediment des Mastogloia-Meeresspiegels im Liegenden und dem Clypeus-Horizont im Hangenden.

Die Litorina I-Phase begann mit der ersten Litorina-Transgression und endete mit der Bildung der 13-m-Terrasse (L1).

Zwei weitere transgressive Abschnitte ließen den Meeresspiegel im jüngeren Atlantikum das Niveau der zweiten und dritten Litorina-Terrasse bei –7 m und –4 m NN erreichen.

Die Schrägstellung der submarinen Terrassen

Durch die in nördlicher Richtung zunehmende isostatische Hebung wurden die submarinen Terrassen der südlichen Ostsee schräg gestellt. Deshalb wurden die Nordufer alter Gewässer in der Mecklenburger Bucht und im Arkonabecken einige Meter höher angetroffen als die Südufer.

Die älteste Ancyclus-Terrasse (A1) umfaßt den Tiefenbereich von –44,4 m NN in der Südwestecke des Arkonabeckens bis –44 m NN am Nordrand des Arkonabeckens.

Die südlich von Lolland bei –23 m NN angetroffene Ancyclus-Grenze steigt bis zur nördlicher gelegenen Drogenschwelle in eine Tiefe von nur –15 m NN auf.

Die erste Litorina-Terrasse (L1) umfaßt zwischen der Wismarer Bucht und der Bucht des Libben (Nordrügen) den Tiefenbereich von –13 m bis –10 m NN.

Trennung der isostatischen und eustatischen Komponente

Zur Feststellung der isostatischen Vertikalbewegung wird die von Köster (1961) vorgezeichnete tektonische Nulllinie benutzt. Sie verläuft südlich von Lolland am Nordrand der Mecklenburger Bucht und Südweststrand der Darßer Schwelle entlang und weiter auf dem Festland vom Fischland und von der Recknitzmündung im Bogen nach der Odermündung. Sie entspricht der Verbindungslinie aller Punkte, an denen die relative Küstensenkung 0,8 mm/J beträgt. Die isostatische Vertikalbewegung ist an dieser Linie gleich Null.

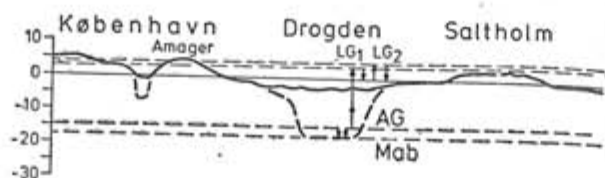
Das südlich dieser Linie gelegene Meeresgebiet der Kieler- und Mecklenburger Bucht wie auch die holsteinische und mecklenburgische Küste sind demnach tektonisches Senkungsgebiet, während die nördlich der Nulllinie gelegene Darßer Schwelle, die Insel Rügen, die Oderbucht, das Arkonabecken und die Bornholm-mulde zum tektonischen Hebungsgebiet gehören.

Zur Ermittlung der isostatischen Vertikalbewegung werden mindestens zwei Stationen benötigt, die auf einer zur tektonischen Nulllinie senkrechten Profillinie liegen und an denen die Tiefenlage der alten Niveaufläche

bekannt ist. Solche Punktepaare ließen sich für die älteste Ancylus-Terrasse (Al), für und die Ancylus-Grenze (AG) finden.

Im Arkonabecken wurde die Grenzfläche zwischen der humosen Schicht der Ancylus-Terrasse und der liegenden Schicht des in der Uferzone des Echeneis-Mecres abgesetzten Tons zur Bestimmung des Niveauunterschiedes benutzt (Abb. 3). Am Auskeilen des Echeneis-Schluff-Tons wurde die Lage der Uferlinie bestimmt. Sie fand sich an der südlichen Station 1 (54°52,8'N; 13°05,7'E) in 44,0 m und an der nördlichen Station 2 (55°13,5'N; 13°20,3'E) in 41,2 m Tiefe.

Abb. 5. Ancylus-Maximum (AG) und Untergrenze der Mastogloia-Schichten (Mab) in der Sedimentfolge der Drogdenschwelle auf der Linie Linhamn—Kopenhagen (Munthe 1944, S. 127)



Die Entfernung beider Stationen betrug 22,5 sm, der Abstand der südlich von Kriegers Flak gelegenen Station 1 von der Nulllinie 40 sm und der vor Smyge Huk gelegenen nördlichen Station 2 62,5 sm.

Daraus ergibt sich für Station 1 eine isostatische Hebung von 5 m/9000 J und für Station 2 von 7,8 m/9000 J.

Die Tiefenlage der Ancylus-Grenze beträgt an der südlich von Lolland gelegenen Station Lo2 — 23,0 m NN (54°28'N; 11°41'E) und einer an der Drogdenschwelle auf der Linie Linhamn — Kopenhagen gelegenen zweiten Station 15,0 m NN.

Die Station südlich von Lolland liegt an der tektonischen Nulllinie und läßt deshalb das derzeitige Niveau des Wasserspiegels unmittelbar erkennen.

Die an der Drogdenschwelle gelegenen Station ist 80 sm von der Nulllinie entfernt. Für diese Station wurde eine isostatische Hebung von 8,0 m/8000 J. errechnet.

Die Kurve des eustatischen Meeresspiegelanstiegs im südlichen Ostseeraum

Auf Grund der Untersuchung submariner Terrassen der südlichen Ostsee wurde eine treppenförmige Kurve der Strandlinienverschiebung entworfen, die von geringeren initialen und finalen Pendelungen überlagert war. Sie spiegelt den stufenweisen Meeresspiegelanstieg seit Beginn des Präboreals und bis zum Ende des Atlantikums annähernd wider.

Die Kurve des eustatischen Meeresspiegelanstiegs läßt sich von dieser Kurve mit Hilfe der isostatischen Beträge ableiten.

Im Bereich isostatischer Hebung erhält man die ursprüngliche Tiefenlage einer submarinen Terrasse, wenn man zur jetzigen Tiefe den Betrag der isostatischen Hebung hinzufügt.

Im Bereich isostatischer Senkung wird der Senkungsbetrag von der jetzigen Tiefe abgezogen.

Die Tiefenangaben für unmittelbar an der tektonischen Nulllinie gelegenen Uferterrassen werden beibehalten.

Tab. 1. Jetzige und ursprüngliche Tiefe der Grenzflächen

Grenzfläche	Lokalität	Jetzige Tiefe	isostatischer Betrag	ursprüngliche Tiefe
1	2	3	4	5
E/A	Südrand des Arkonabeckens	44 m	+5 m	=49 m
AkI/AkII	Lübecker Bucht	30 m	-3 m	=27 m
AKII/14=AG	Nordrand der Mecklenburger Bucht	23 m	-0 m	=23 m
M/L	Südwestrand der Darßer Schwelle	19 m	-0 m	=19 m
LI/LII	Greifswalder Bodden	11,5 m	+1,5 m	=13 m
LII/LIII	Greifswalder Bodden	6 m	+1 m	= 7 m
LIII/LIV	Greifswalder Bodden	4 m	+0 m	= 4 m

Die ursprüngliche Tiefe der Echeneis-Terrasse (Y/E mittleres Präboreal) wurde an Hand der isostatischen Hebung der Al-Terrasse und der Lage der Echeneis-Terrasse im südlichen Teil der Bornholm mulde geschätzt: 60 m+7,5 m=67,5 m Tiefe. Ebenso beruht die für die Yoldia-Terrasse (älteres Präboreal) angenommene Tiefe auf einer Schätzung: 73 m+17 m=90 m Tiefe.

Die Stufenhöhe der treppenförmig ansteigenden Strandlinienverschiebungskurve wurde entsprechend der Vertikalbewegung geändert und die neue Kurve als *eustatische Kurve der südlichen Ostsee* bezeichnet (Abb. 5).

Die den Zeitraum von Beginn des Präboreals bis Ende des Atlantikums umfassende eigene Kurve wurde auf Grund der von Voß (1972) und Klug, Erlenkauer, Ernst & Willkomm (1974) für die letzten 5000 Jahre entworfenen Strandlinienverschiebungskurven für die Kieler Bucht nach Eliminierung der isostatischen Beträge bis zur Gegenwart fortgesetzt.

Die eustatische Kurve für das südliche Ostseegebiet unterscheidet sich von anderen eustatischen Kurven durch die treppenförmige Gestalt und die Angaben größerer Tiefen für die älteren Abschnitte des Holozäns. Sie soll den Gegensatz zwischen den großen Transgressionen zu Beginn des Holozäns und den geringfügigen Schwankungen des Meeresspiegels um NN in den letzten 4000 Jahren deutlich erkennen lassen.

Die großen Tiefen stimmen mit den Angaben des Meeresspiegelstandes im Präboreal und Boreal anderer Autoren für die Nordsee (Godwin 1943) und den Großen Belt (Krog 1972) sowie mit den Stubbenfunden im Arkonabecken vor der südschwedischen Küste bei Berücksichtigung der isostatischen Vertikalbewegung gut überein.

Zusammenfassung

Den Ausführungen über eustatische und isostatische Veränderungen im südlichen Ostseeraum wird eine Betrachtung des ursächlichen Zusammenhangs zwischen eustatischem Meeresspiegelanstieg und isostatischer Hebung einerseits sowie der schrittweisen Veränderung der Salinität und

Entstehung der Uferterrassen andererseits vorangestellt. Sie dient einer neuen Benennung der submarinen Terrassen und Abgrenzung der Entwicklungsphasen der Ostsee und damit den Zielsetzungen dieser Arbeit.

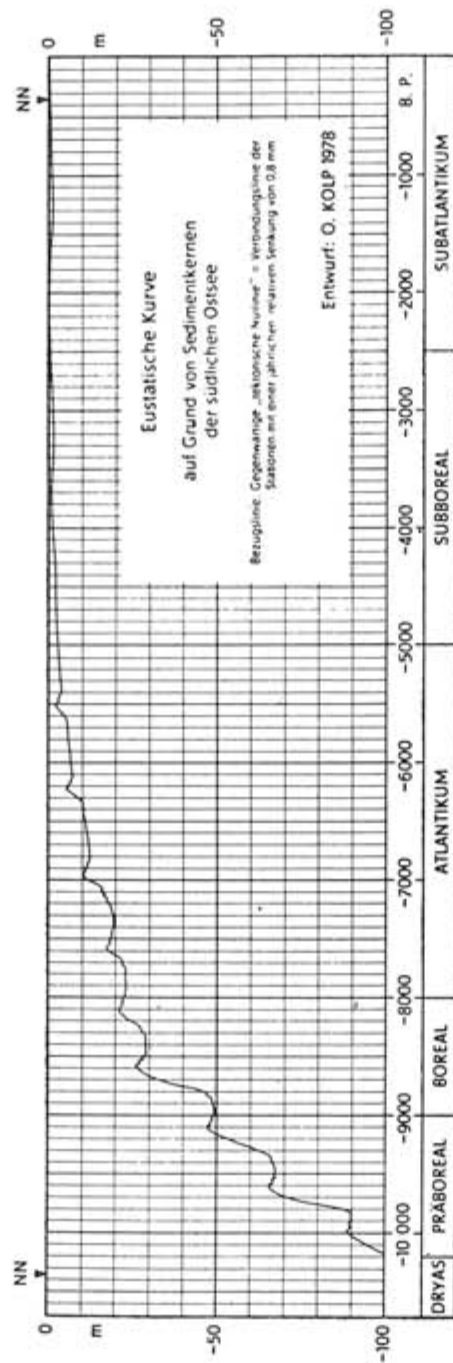
In die Übersichtskarte der südlichen Ostsee konnten weitere Vorkommen submariner Terrassen in der Wismarer Bucht, am Nordende der Kadetrinne, im Arkonabecken und in der Oderbucht eingetragen werden.

Zur Kurve der Strandlinienverschiebung im südlichen Ostseeraum wurden die Kurven der autonomen Süßwasserphasen des Baltischen Eissees und des Ancylus-Sees hinzugefügt.

Nach zweihundertjährigem Tiefstand des Baltischen Eissees in der Ostseemulde erfolgte um 10 000 B. P. der Meerwassereinstrom und die Bildung der Yoldia-Terrasse. Sie wird in Bornholmstgat bei -73 m NN und im südöstlichen Teil der Ostsee bei -90 m NN zu suchen sein.

Die Phase des Ancylus-Sees wurde in eine autonome Phase und zwei weitere Phasen des Kommunizierens mit dem Weltmeer untergliedert. Nachdem die Verbindung mit dem Meer infolge der Hebung Mittelschwedens um 8900 B. P. unterbrochen wurde, erfolgte ein rascher Anstieg des Sees und Überlauf über den Rand des Arkonabeckens. Dabei wurden 13 m tiefe Rinnen in die Darßer- und die Drogenschwelle eingeschnitten. Nach der Absenkung lag der Seespiegel bei etwa -32 m NN. Während des Kommunizierens und weiteren Anstiegs des Wasserspiegels blieb infolge des Übergewichts des aus dem Ancylus-See abfließenden Wassers ein limnisches Milieu in der Mecklenburger Bucht und im Großen Belt erhalten. In dieser Zeit kam es zu zwei Stagnationen des Wasserspiegels und zur Bildung der 27-m- und 23-m-Terrasse, deren Sedimente

Abb. 6. Treppenförmige eustatische Kurve für das Holozän abgeleitet von der Kurve der Strandlinienverschiebung im südlichen Ostseeraum durch Eliminierung der isostatischen Beiträge



zahlreiche Klarseeformen unter den Diatomeen enthalten, während die Sedimente der 19-m-Terrasse die typischen Arten des Mastogloia-Meeres aufweisen.

Die Litorina-Transgression vollzog sich in drei Stufen. Die Litorina-Terrassen finden sich bei -13 m, -7 m und -4 m NN. Kurven der Strandlinienverschiebung in der Kieler Bucht lassen um 4000 B. P. eine starke Verzögerung des Meeresspiegelanstiegs und Annäherung des Meeresspiegels an NN erkennen. Danach muß die Bildung der Terrassen in 7 m und 4 m Tiefe im jüngeren Atlantikum und an der Wende zum Subboreal erfolgt sein.

Im weiteren wird die Schrägstellung submariner Uferterrassen untersucht. Es werden Tiefenbereiche für jede Terrasse angegeben, welche den Unterschieden der gegenwärtigen Tiefenlage am Süd- und Nordrand einstiger Gewässer erkennen lassen.

Das Verfahren der Trennung der eustatischen und isostatischen Komponente durch Bezug der Tiefenlage der Grenzfläche zwischen den Sedimenten verschiedener Phasen auf die tektonische Nulllinie wird erläutert und in zwei Beispielen angewandt.

Mit Hilfe der isostatischen Beiträge läßt sich das ursprüngliche Niveau submariner Terrassen feststellen. Dadurch wird die Ableitung der eustatischen Kurve von der Kurve der Strandlinienverschiebung ermöglicht.

Die den Zeitraum von Beginn des Präboreals bis zum Ende des Atlantikums umfassende eigene Kurve wurde auf Grund der für die letzten 5000 Jahre vorliegenden Kurve der Strandlinienverschiebung in der Kieler Bucht nach Eliminierung der isostatischen Komponente bis in die Gegenwart fortgeführt.

Die treppenförmige eustatische Kurve des südlichen Ostseeraumes bringt den Gegensatz zwischen den großen Transgressionen im Präboreal, Boreal und Atlantikum und den nur noch geringen Schwankungen um NN im Subboreal und Subatlantikum deutlich zum Ausdruck. Die im Vergleich zu anderen eustatischen Kurven für das Präboreal und Boreal angegebenen größeren Tiefen passen bei Berücksichtigung der isostatischen Vertikalbewegung gut zu den Befunden anderer Wissenschaftler aus der Nordsee, dem Großen Belt und dem Arkonabecken.

LITERATUR

- BACZYK, J.: 1967. Die geomorphologische Entwicklung der Bucht von Gdansk im Holozän. Baltica, Bd. 3.
- BEHRE, K.-E. u. B. Menke: 1969. Pollenanalytische Untersuchungen an einem Bohrkern der südlichen Doggerbank. Beitr. z. Meereskde., H. 24-25.
- BERZIN, L. E.: 1967. Über das Alter der Ostseetransgressionen und die Niveauverschiebungen im Zipsel des Rigaer Meerbusens während des frühen und mittleren Holozäns. Baltica, Bd. 3.
- BLASCHTSCHISCHIN, A. I.: 1974. Bildung der Sedimentschichten in den tiefen Becken der Ostsee im Spätglazial. Baltica, Bd. 5.
- DAHM, H. D.: 1956. Diatomeenuntersuchungen zur Geschichte der westlichen Ostsee. Meyniana, Bd. 5.
- DONNER, J. J.: 1969. Land / sea level changes in southern Finland during the formation of Salpausselkä endmoraines. Bull. Geol. Soc. Finland, Vol. 41.
- DONNER, J. J.: 1964. The late glacial and post-glacial emergence of south-western Finland. Soc. Sci. Fennica, Commentationes Phys.-Math., Vol. 30.
- FROMM, E.: 1963. Absolute chronology of the late quaternary Baltic.— A review of Swedish investigations. Baltica, Bd. 1.
- GODWIN, H.: 1943. Coastal peat beds of the British Isles and North-Sea. Journ. of Ecology, Bd. 31, Nr 2.
- GUDELIS, V. K.: 1976. Geschichte des Baltischen Meeres. Geologie des Baltischen Meeres, herausg. von V. K. Gudelis, u. E. M. Emeljanov.

- GUDELIS, V. K., LUKOSEVICIUS, L., KLEYMENOVA, G. J. u E. M. VYSCHNEVSKAJA*: 1977. Geomorphologie sowie spät- und postglaziale Bodenablagerungen im südöstlichen Teil des Baltischen Meeres. Baltica, Bd. 6.
- HYYPÄ, E.*: 1966. The late-quadernary land uplift in the Baltic sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels. Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III Geol.-Geogr., Vol. 90.
- JAKUBOVSKI, O.*: 1966. Vertical movements of the earth's crust on the coasts of the Baltic Sea. Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III Geol.-Geogr., Vol. 90.
- JELGERSMA, S.*: 1961. Holocene sea level changes in the Netherlands. Meddelingen van de Geologische Stichting, Ser. C, Bd. 6, Nr 7.
- KAARIAINEN, E.*: 1963. Land uplift in Finland computed by the aid of precise levellings. Fennia, Bd. 89, Nr 1.
- KESSEL, H. u. A. MIIDEL*: 1973. On the late- and postglacial crustal movements in Esthonia. Keemia Geologia, Vol. 22, H. 3.
- KLIEWE, H.*: 1963. Fortschritte und Probleme der Erforschung der Küstenentwicklung an der südlichen Ostsee. Baltica, Bd. 1.
- KLUG, H., ERLÉNKEUSER, H., ERNST, TH. und H. WILLKOMM*: 1974. Sedimentationsabfolge und Transgressionsverlauf im Küstenraum der östlichen Kieler Außenförde während der letzten 5000 Jahre. Oifa, Bd. 31.
- KOSTER, R.*: 1961. Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. Meyniana, Bd. 11.
- KOLP, O.*: 1961. Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. Petermanns Geogr. Mitt., H. 4.
- KOLP, O.*: 1976. Submarine Uferterrassen der südlichen Ost- und Nordsee als Marken des holozänen Meeresspiegelanstiegs und der Überflutungsphasen der Ostsee. Petermanns Geogr. Mitt., 120. Jg., H. 1.
- KOLP, O.*: 1977. Die Beziehungen zwischen dem eustatischen Meeresspiegelanstieg, submarinen Terrassen und den Entwicklungsphasen der Ostsee im Holozän (Diskussion einer eustatischen Kurve). Z. geol. Wiss., Bd. 5, H. 7.
- KROG, H.*: 1973. The early post-glacial development of the Store Belt as reflected in a former freshwater basin. Danm. Geol. Unders., Arborg 1972.
- LUKOSEVICIUS, L. und V. K. GUDELIS*: 1974. Subaquatische spät- und postglaziale Küstenlinien im südöstlichen Gebiet des Baltischen Meeres. Baltica, Bd. 5.
- OLSSON, I. U. und C. FREDEN*: 1969. Radiocarbon measurements from the Degerfors area Sweden. Geol. Fören. i Stockholm Förh., Vol. 91.
- PENCK, A.*: 1922. Glaziale Krustenbewegungen. Sitz. Ber. d. preuss. Akad. d. Wiss., Jg. 1922, Math.-nat. Klasse.
- ROSA, B.*: 1970. Einige Probleme der Geomorphologie, Paläogeographie und Neotektonik des südbaltischen Küstenraumes. Baltica, Bd. 4.
- SAURAMO, M.*: 1928. Der Anteil der eustatischen Komponente an den Niveauverschiebungen in Fennoskandia. Fennia, Bd. 50, Nr. 10.
- VOß, F.*: 1972. Neue Ergebnisse zur relativen Verschiebung zwischen Land und Meer im Raum der westlichen Ostsee. Z. f. Geomorphologie, N. F., Bd. 14.

ЕВСТАТИКА И ИЗОСТАЗИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

О. КОЛЬП

РЕЗЮМЕ

В данной статье рассматривается взаимодействие эвстатических и изостатических колебаний и его отражение в подводных древнебереговых образованиях Балтийского водоема в Висмарской бухте, в северной части Кадетского желоба, в Арконской впадине и Одерской бухте. Образование подводной террасы Гольдиевого моря произошло около 10 000 лет т. н. В Борнхольмской котловине она обнаружена на глубине — 73 м, в юго-восточной части Балтики на глубине — 90 м. Стадия Анцилового озера подразделяется на автономную фазу и фазы

сообщения с океаном. После регрессии уровень Анцилового озера находился на глубине — 32 м. Затем два раза произошла стагнация уровня озера, во время которой образовались террасы на глубине — 29 и — 24 м. В отложениях террасы — 19 м обнаружены типичные диатомовые моря Мастоглоя.

Трансгрессия Литоринового моря происходила в три этапа, что нашло отражение в образовании террас на глубине — 13 м, — 7 м и — 4 м. Формирование террас — 7 м и — 4 м имело место в конце атлантического и в начале суббореального периодов.

В статье рассматривается составленная автором кривая перемещения береговой линии Балтики и метод построения эвстатической кривой, после элиминации эффекта изостатических движений. Кривая имеет ступенчатый вид и показывает имеющиеся различия между большими трансгрессиями пребореального, бореального и атлантического времен и незначительными колебаниями уровня моря, имевшими место в суббореальном и субатлантическом периодах.

CONDITIONS OF ENDURANCE OF SUBFOSSIL DIATOMS IN SUPERFICIAL BOTTOM DEPOSITS OF THE GULF OF GDANSK

by

RYSZARD BOHR and BARBARA BILENSKA, Toruń

Introduction

The analysis of diatoms of the sea sediments and of the inland waters has been found to be helpful as the subsidiary method in solving many different problems in the field of sedimentation, stratigraphy, palaeography, palaeolimnology and others. A considerable amount of bibliography proves its usefulness in explaining scientific problems concerning the past of water basins. Diatoms often constitute the prevailing components of plankton, periphyton and benthos.

The analysis of diatoms of the bottom sediments gives evidence of succeeding changes of ecological conditions but it is necessary to know the conditions of sedimentation and of endurance of the frustules in the sediments. Davidova (1971) describes factors making the differences between diatom complex present in water and in the deposits at the same time.

The results of diatom analysis of the sediments of the Gulf of Gdańsk allow to compare the species composition of subfossil diatoms preserved in the bottom with the contemporary diatom communities in the water.

Methods

Samples of the sea bottom deposits taken in 1968 were prepared for analyses according to the method of Przybyłowska (1968).

Depending on the kind of sediment the following amounts were taken for studies: silt 10.0 g., silt with sand 15.0 g., strongly sanded silt 20.0 g., sand 200.0 g. In the case when the carbonates were found they were dissolved by means of HCl. To remove organic matter the samples were boiled with 10% hydrogen peroxide until clear liquid and layer of opalescent sediment was obtained. Larger particles were removed by decantation and dusty elements by centrifugation. Washed sediment was treated with heavy liquid ($\text{CdJ}_2 + \text{KJ}$, specific weight 2.3) to get clear diatom frustules suspension. Pleurax resin was used for mounting of the frustules of the diatoms.

The diatom analysis of the present bottom sediments was performed from 8 stations situated in the area of the Gulf of Gdańsk (fig. 1). The spe-

cies composition and participation of particular species in the community or their biological groups were determined. Quantitative participation of the diatoms was stated by counting in the given sample no less than 100 frustules excluding several very poor samples. Only the whole frustules or their large fragments possible to indentify were considered.

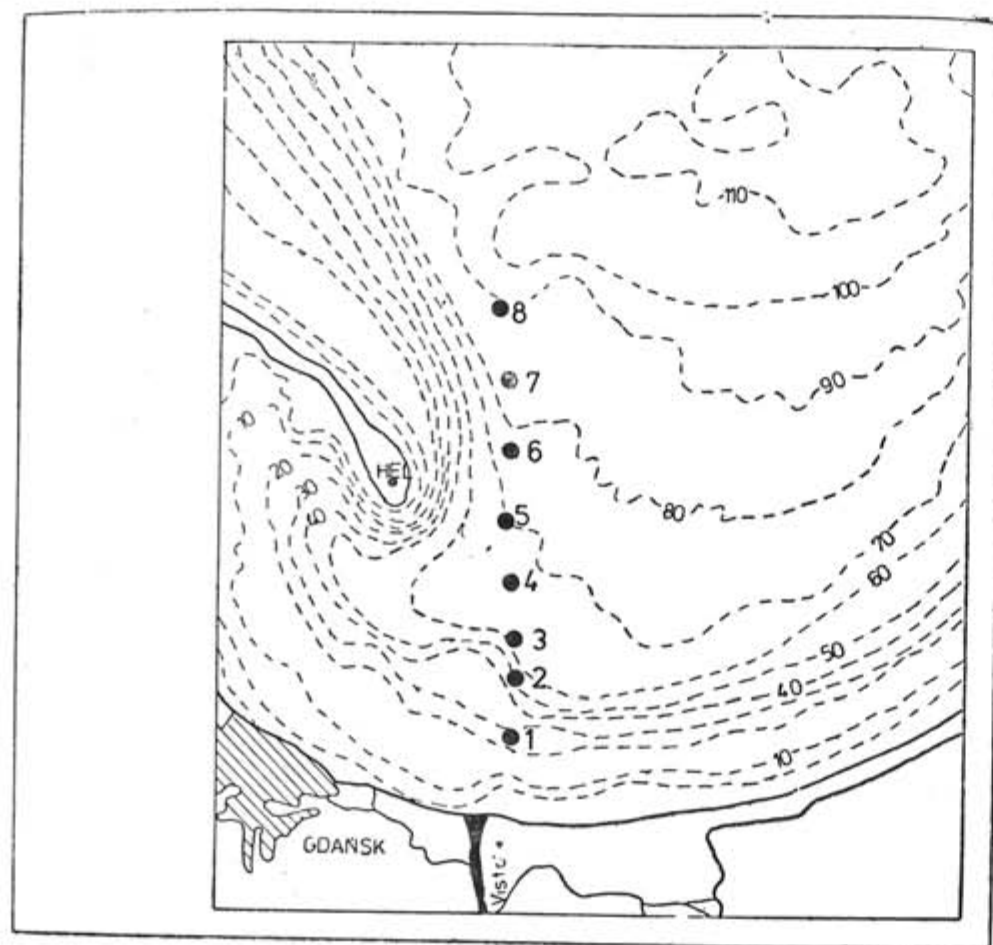


Fig. 1. Distribution of stations in the Gulf of Gdańsk

Results

The results of analyses are presented in Fig. 2 on which are compared the proportional participation of planktonic and benthic forms and ecological groups.

Samples from the depth 20—50 m, consist of sand of different grains size. The unstability of water caused by coastal drift disturbs the typical composition of diatoms. Despite the predominance of benthic species, remains of planktonic diatoms prevail quantitatively, among which *Actinocyclus* and *Coscinodiscus* predominate. The unstability and difference in size of the off granules of sand do not create suitable conditions for the endurance of the fossil organisms. The frustules of attached diatoms are washed off and transported by coastal currents. The same currents deposit material from

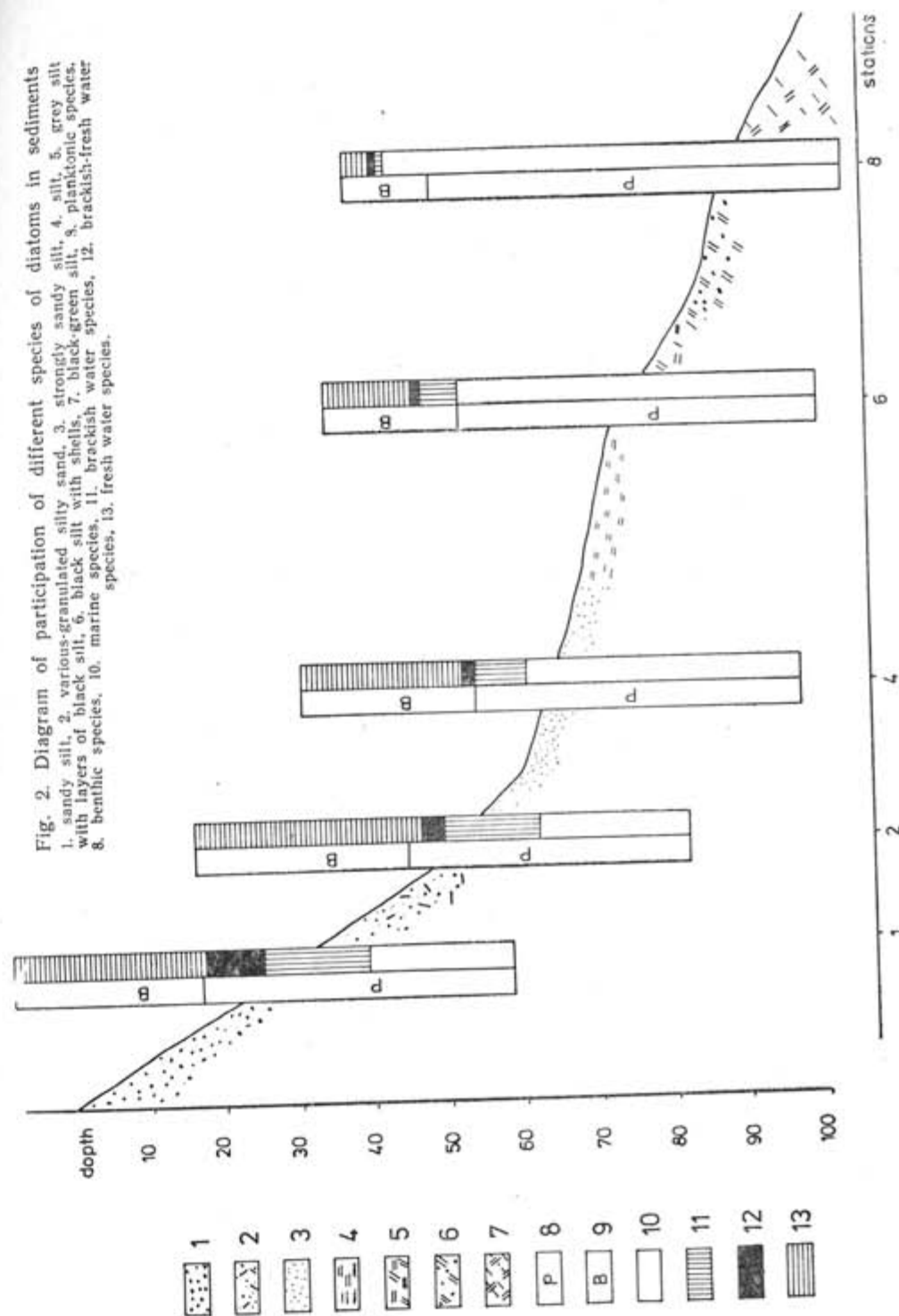


Fig. 2. Diagram of participation of different species of diatoms in sediments
 1. sandy silt, 2. various-granulated silty sand, 3. strongly sandy silt, 4. silt, 5. grey silt with layers of black silt, 6. black silt with shells, 7. black-green silt, 8. planktonic species, 8. benthic species, 10. marine species, 11. brackish water species, 12. brackish-fresh water species, 13. fresh water species.

the places causing the secondary sedimentation of the frustules in a new place. In all samples taken from the depth of 28 to 70 m planktonic diatoms dominate quantitatively constituting even more than 70%. The marine species with considerable predominance of *Actinocyclus ehrenbergii* still dominate. The diatom complex occurring at the depth of 28 to 70 m is caused by the close neighbourhood of Vistula mouth.

As the depth of water increases to ± 70 m the type of silt bottom begins to dominate changing gradually from sand to sandy mud to typical silt containing H_2S was noted. In the samples of typical silt-bottom planktonic diatoms dominate quantitatively reaching almost 80% at the station at 100 m. The presence of brackish-fresh water diatoms is not significant and does not disturb the set. In the mentioned stations in spite of the fact that frustules of planktonic forms dominate in number, the benthonic diatoms dominate in number of species. The species-composition of sediment from stations at 70 to 100 m is not synonymous to the current diatom complex in the water of this region. In most of the cases these are fresh-water species deposited by the Vistula and dislocated to deeper places in quite a long distance from the shore as the result of bottom lowering. Inconsiderable influence of sea-streams at these depths has an advantageous impact on sedimentation and endurance of organic rudiments reaching these places.

In most analysed samples planktonic diatoms determining the relation of planktonic forms to attached forms are *Actinocyclus ehrenbergii* and *Coscinodiscus* sp. div. Their domination partly confirms the publications from years 1929—1970 concerning the phytoplankton of the Southern Baltic presented by Z. Ringer /1973/.

It is difficult to determine the actual composition of phytoplankton on the basis of frustules reaching the bottom and preserving in bottom deposits.

The results of analysis are greatly disturbed on account of transportation and configuration of the bottom of the Gulf with its unfavourable condition for accumulation.

Also the degree of preservation of respective species frustules in deposits is worthy of mention. Under the same condition of sedimentation the composition of species depends on the type of frustule structure. *Actinocyclus ehrenbergii* and *Coscinodiscus* species belong to diatoms which are more numerous than other species. Their prevalence depends on high siliceous saturation of their cell walls.

Comparing the composition of species of the analysed subfossil deposited with the phytoplankton of Southern Baltic the absence of *Chaetoceros* species in deposits is observed while they dominate in water. The absence of these diatoms in subfossil deposits could be explained as a result of fragile structure of frustules and unfavourable conditions of sedimentation.

Summary

The analyses of subfossil diatoms in the superficial sediments of the Gulf of Gdańsk allowed us to ascertain species composition and proportional participation of fresh-water, brackish-water and typically salt-water species of diatoms as well as the relation between planktonic and benthonic species preserved in the sediments.

On the basis of the results obtained it was ascertained that there is a divergence between species composition of the frustules in the sediment

and the composition of phytoplanktonic communities found recently in the upper layer of water.

The movements of water, configuration of the bottom, the kind of sediments and character of frustules (their hardness and thickness) have all considerable effect on species composition preserved in the sediments containing diatoms frustules.

The above mentioned phenomena should be taken into consideration while interpreting the results of the diatom analyses of the sea bottom sediments.

REFERENCES

- DAVIDOVA N. N.: 1971. Nekotoryje osobennosti sedimentacii diatomej v poverchnostnyh osadkach Onežkogo Oзера, Izv. Bsesoj. Geogr. Obščestva, 103-5.
PRZYBYŁOWSKA LANGE W.: 1976. Diatoms of lake deposits from the Polish Baltic Coast, I Lake Druzno.
RINGER Z.: 1973. Fitoplankton Południowego Bałtyku na tle warunków hydrologicznych, Morski Instytut Rybacki, s. A, Nr 11 : 88.

УСЛОВИЯ СОХРАНЕНИЯ СУБФОСИЛЬНЫХ ДИАТОМОВЫХ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ ГДАНЬСКОГО ЗАЛИВА

РИШАРД БОР и БАРБАРА БИЛЕНКА

РЕЗЮМЕ

Диатомовый анализ поверхностного слоя донных отложений Гданьского залива позволил нам определить состав и количественное соотношение диатомей пресноводных, солоноватых и морских видов, а также отношения между видами планктона и бентоса, сохраняющимися в осадках. На основе полученных результатов было установлено, что существуют различия в составе видов, сохранившихся в отложениях и видовым составом планктона, обитающего ныне в водах залива. Циркуляция вод, рельеф морского дна, характер отложений и створки диатомей, в частности их толщина и прочность, играют важную роль в формировании видового состава диатомей, сохранившихся в осадках.

Это следует учитывать при истолковании результатов диатомового анализа донных отложений моря.

ДРЕВНЕБЕРЕГОВЫЕ УРОВНИ И ОБРАЗОВАНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

БЛАЖЧИШИН А. И., БОЛДЫРЕВ В. Л., ЕФИМОВ А. Н., ТИМОФЕЕВ И. А.,
Калининград

Несмотря на многолетние исследования истории Балтийского моря, до сих пор многие вопросы позднечетвертичной истории Балтики остаются спорными и нерешенными. К числу их относится и такая ключевая палеогеографическая проблема как положение, количество и возраст голоценовых береговых уровней. Эталонным участком для изучения древнебереговых образований может считаться Юго-восточная Балтика (рис. 1), которая в течение голоцена не испытывала существенных неотектонических движений, связанных с изостазией.

В указанном районе Атлантическим отделением ИОАН СССР и Балтийской морской геофизической экспедицией ВНИИМОРГЕО в течение 1965—1978 г. г. выполнен большой объем геолого-геофизических и геоморфологических работ, включающий: а) эхолотирование дна (>100 профилей), б) сейсмоакустическое зондирование приборами ЗГЛ-3 и «спаркер» (43 профиля); в) вибробурение (270 скважин), отбор колонок грунтовой трубкой (175 станций) и дночерпателем (более 300 станций), драгировки (10). Такой большой фактический материал позволяет выявить и проследить древнебереговые уровни в различных условиях развития береговой зоны. Впервые для Балтийского моря такая работа выполнена на картографическом уровне.

Интерпретация геолого-геофизических, геоморфологических данных для целей выявления древнебереговых линий и образований включает: а) анализ эхолотных и сейсмоакустических профилей для выделения уступов и террасовидных поверхностей; б) литостратиграфическое изучение колонок для обнаружения древнебереговых образований; в) спорово-пыльцевой и диатомовый анализы опорных колонок для возрастной привязки указанных образований.

Прежде чем перейти к изложению результатов исследований, рассмотрим общие черты геолого-геоморфологического строения района.

В структурном отношении район юго-восточной Балтики представляет склон Балтийской синеклизы, имеющий достаточно сложный блоковый характер. Верх осадочной толщи сложен верхнемеловыми мергелями, песчаниками, сцементированными (силифицированными) алевритами. В южной части района на наиболее приподнятом блоке, образующем в настоящее время Самбийский полуостров, сохранились от

ледникового размыва палеоген-неогеновые песчано-глинистые отложения (Блажчишин, 1974). В центральной части района располагается обширный Куршский выступ с маломощным (3—5 м) чехлом четвертичных (моренных) образований. Между Самбийским и Куршским блоками, а также по южной и северной периферии района распределяются унаследованные прогибы, два из которых находят свое отражение в современном рельефе морского дна. Наиболее хорошо выражен северный прогиб, с которым возможно сопрягается древняя долина Немана (Гуделис, 1969).

До глубин 30—35 м распространено прибрежное мелководье — наклонная поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания, выработанная в морене и местами в коренных породах. Мощность надморенных песков и алевритов обычно не превышает 1—2 м. Мористее (глубины 35—80 м) следует склон Гданьской впадины — наклонная, местами террасированная, местами мелкохолмистая поверхность, унаследованная от погребенного моренного рельефа. На склоне Гданьской впадины резко возрастает (до 10—12 м) мощность ледниковых отложений. Гданьская впадина (чашеобразная депрессия с глубинами до 115 м) представляет собой аккумулятивную равнину с большой мощностью (до 15—20 м) слабоуплотненных поздне- и послеледниковых осадков (ил и гли).

Покров ледниковых отложений чрезвычайно неравномерен. Максимальной мощности более 100 м он достигает на поверхности Самбийского блока на суше. На акватории моря его мощность не превышает в настоящее время 10—15 м. Ледниковые отложения представлены разновозрастными моренами, отличными по составу: от супесчаных до суглинистых с включениями грубообломочного материала и без них. На суше широко развиты флювиогляциальные отложения. На морском дне они не сохранились.

В прибрежной зоне моря ледниковый покров испытал сильную волновую переработку и значительная часть его толщи оказалась размывтой в период голоценового повышения уровня моря. В итоге на поверхности моренных отложений на многих участках дна образовался почти сплошной покров валунно-глыбовых образований, так называемая отмостка, предохраняющая дно от дальнейшего размыва. Участки отмости на дне моря маркируют районы распространения морен со значительными включениями грубообломочного материала.

Исследованиями установлено несколько древнебереговых уровней на дне юго-восточной части Балтики на глубинах 60—62, 40—46, 30—36, 18—27, 14—16, 8—12 и 0—+2—3 м. Кроме того, к северо-западу от мыса Таран отмечено еще два уровня: 70—75 и 95—105 м, причем первый представлен аккумулятивной террасой, а второй — погребенным под осадками четко выраженным клифом 10 м высоты, который просматривается под толщей илстых осадков даже на обычной эхолотной записи. Повидимому, оба последних уровня относятся к плейстоценовым колебаниям уровня Мирового океана, так как в голоцене наименьший уровень Балтийского моря в его южной части находился на отметках — 60—65 м в иольдиевое время (Квасов, 1975).

Ко времени начала голоценовой (фландрской) трансгрессии Мирового океана участок суши в юго-восточной части Балтики занимал более выдвинутое к западу положение: северо-западнее мыса Таран — на 25 км, против средней части Куршской косы — на 50 км (рис. 1). В период развития Балтийского ледникового озера (12,7—11,8 т. л. н.) волновой обработке при уровнях $V_{11} = -16,5$ — $-18,5$ м и $V_1 = -30$ — -35 м (Гуделис и др., 1977) подвергался край именно этого выдвинутого к за-

паду участка суши. Последующими трансгрессиями (Anc₁, Anc₂, Lit₁) все древнебереговые уровни и образования разных стадий Балтийского ледникового озера были уничтожены, так как при этих трансгрессиях морской край древнего блока суши был срезан морем. Поэтому их поиски на дне в этой части Балтики безрезультатны.

По внешнему обрамлению древнего выступа суши на глубинах 60—62 м обнаружены признаки иольдиевой береговой линии в виде абразионной террасовой поверхности и отложений в колонках ст. 9/30, 9/50, 1625 (рис. 1, 2). Такие же террасовые поверхности на отметках —

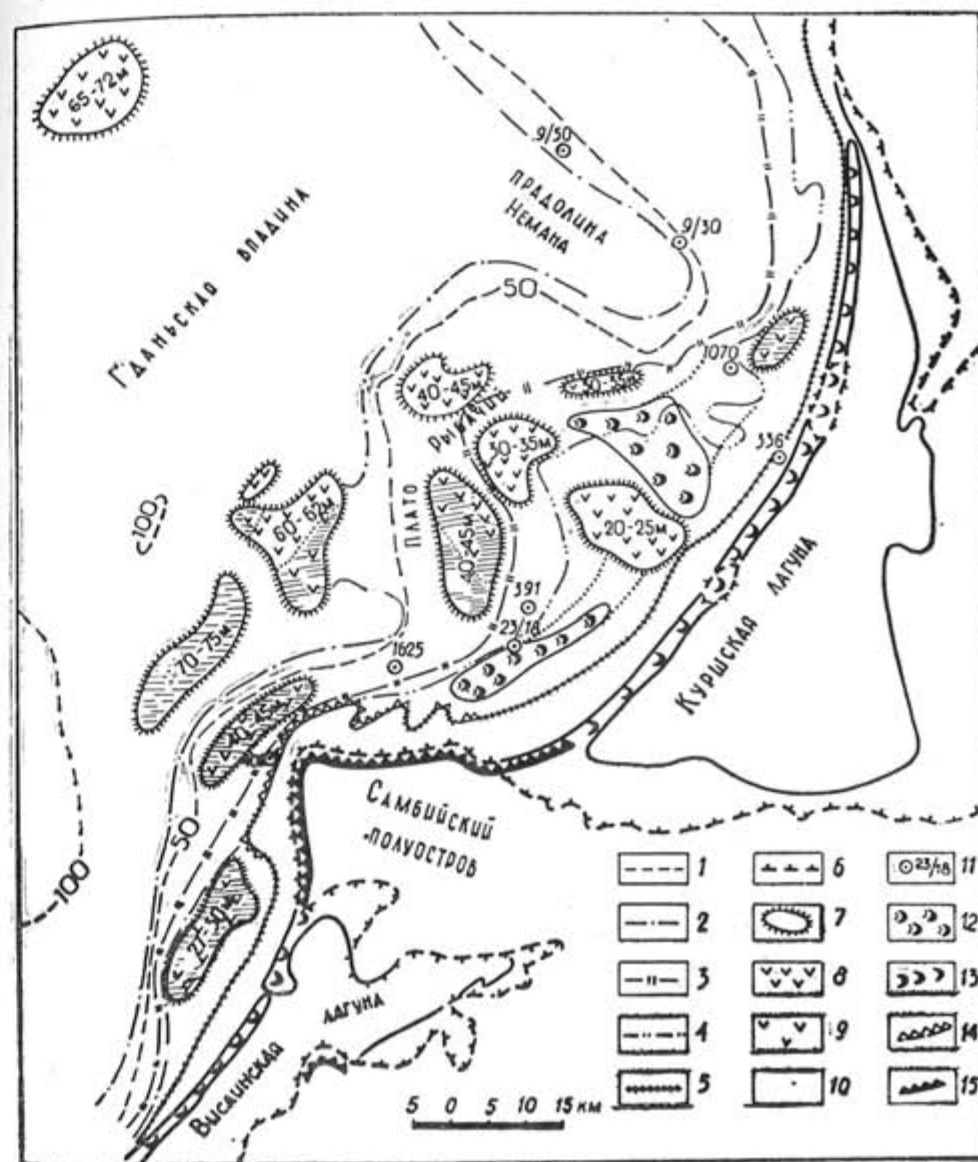


Рис. 1. Древнебереговые уровни в юго-восточной части Балтийского моря

1 — изобата в м, 2—6 — древнебереговые уровни, 2 — иольдиевый (55—62 м), 3 — первый аншловый (42—35 м), 4 — первый литориновый (32—27 м), 5 — второй литориновый (20—16 м), 6 — третий литориновый (0—+3 м), 7—10 — подводные голоценовые террасы, 7 — контур террас, 8 — абразионные террасы, 9 — абразионно-аккумулятивные террасы, 10 — аккумулятивные террасы, 11 — положение и номера вибробуровых скважин (станций), 12 — подводные (затопленные) дюны, 13 — береговые дюны, 14 — отмерший затопленный голоценовый клиф, 15 — современный активный клиф.

55—62 м обнаружены по краю древнего выступа суши к северо-западу от Куршской косы при эхолотировании дна на польском НИС «Гидромет» летом 1979 г. С запада и северо-запада эта терраса завершается перегибом склона в виде 1—2 м пологого уступа. В связи с этим внешний край льдистой береговой линии может быть оконтурен изобатой 60—62 м (рис. 1).

К северо-западу от м. Таран и южной части Куршской косы на глубинах 40—46 м прослежены три ареала террасовых поверхностей, образовавшихся, вероятно, в первую фазу анциловой трансгрессии (море Эхененс). Положение этих террас указывает на наличие выступов и вогнутостей по краю суши (рис. 1). В связи с этим следует полагать наличие в тот период пересыпей и кос между этими «островными» поверхностями абразионных террас.

На отметках — 30—36 м против средней части Куршской косы также находятся террасы, которые имеют полигенетическое образование. Море эти участки дна могло последовательно перерабатывать в период нескольких регрессивных фаз: Bg_1 , Anc_1 и Lit_1 . Замечательным является то, что на ст. 391 на гл. 33 и под 30 см слоем мелкозернистого песка обнаружены прослой торфа общей мощностью 9 см, отразившие послеландовую регрессию (рис. 2).

Террасовым поверхностям на отметках — 30—35 м, а против западного побережья (район Балтийска) на отметках — 27—30 м, очевидно, соответствует четко выраженный в рельефе дна на глубинах от 29 до 18 м почти отвесный древний клиф, обрамляющий периметр Самбийского полуострова на удалении 3,2—4,5 км от современного берега. Высота этого клифа 7—8 м, к краевым участкам уменьшается до 4—5 м, а далее на крыльях древнего полуострова, повторяющего в общих чертах контур современного, переходит в достаточно четко выраженный в рельефе дна перегиб склона с перепадом глубин в 3—4 м, а на отдельных профилях до 5—6 м. Интересно, что по северо-восточному крылу древнего полуострова на продолжении общей линии клифа обнаружена затопленная аккумулятивная терраса с эоловыми песками (рис. 1).

Отмеченный клиф обрабатывался несколькими фазами литориновой трансгрессии, во всяком случае Lit_1 и Lit_2 . Начало же его формирования, как указывалось, следует отнести к фазе анциловой трансгрессии Anc_1 . В результате многократной обработки морем края древнего выступа суши с него был смыт весь плащ рыхлых неоген-палеогеновых и относительно легко размываемых ледниковых моренных суглинков. В итоге море отпрепарировало толщу плотных меловых мергелей, в которых и был выработан 7—8 м полигенетический клиф. Так как кровля меловых мергелей залегает не горизонтально, а образует пологие складки, контур берега в литориновое время (во всяком случае в первые трансгрессивные фазы) приобрел более сложные очертания (рис. 1).

При следующих трансгрессивных фазах: Lit_2 , Lit_3 , $Limnea$ (Lit_4) продолжалась переработка внешнего края суши. Поэтому современный подводный береговой склон Самбийского полуострова фактически состоит из нескольких вложенных разновозрастных профилей, каждый из которых отразил очередную трансгрессивную фазу. В связи с кратковременностью перечисленных трансгрессивных пиков, формированием на поверхности дна в результате отмыва из морены валунов и глыб почти сплошного покрова грубообломочного материала и выходами на поверхность дна сливных силицифицированных палеогеновых алевролитов, образования новых клифов не происходило.

Трансгрессивные пики и стояние уровня в их завершающие фазы отразились на дне в виде перегибов склона на отметках — 14—16 м (в фазы Mgl , Lit_2), — 8—12 м (Lit_3).

При самых высоких уровнях моря в фазу Lit_3 и $Limnea$ (Lit_4) должны были образоваться террасовые поверхности на суше по крыльям Самбийского полуострова и по берегам Куршского и Вислинского заливов на отметках от 0 до +2—3 м. И действительно, в скважинах, пробуренных по северному борту устьевой части долины Немана (очевидно в древней террасе) обнаружены литориновые отложения (Жиндарев, Морозова, 1978). Низкого клифа обнаружить не удалось, так как он, очевидно, был перекрыт впоследствии плащом делювия.

По крыльям отступавшего при абразии древнего выступа суши, как отмечалось выше, формировались аккумулятивные формы в виде кос и пересыпей. На древних террасовых поверхностях сохранился только незначительный по мощности покров осадков. В связи с разносом рыхлого материала с выступающего участка суши на дне преобладают древние абразионные террасы.

Более точные возрастные датировки древнебереговых образований можно было бы установить по голоценовым осадкам. Однако, в связи с многократными перемещениями береговой линии в голоцене, срезанием и переработкой морем отступавшего края суши, выделение древнебереговых образований в колонках представляет значительные трудности. Так, не удалось получить ни одной колонки в пределах мелководья юго-восточной Балтики, где были бы представлены все фазы послеландниковой трансгрессии с регрессивными подфазами (Вишневская и др., 1974).

К северу от пра-долины Немана представлены, в основном, аккумулятивные образования (алевролиты, мелкие пески с прослоями заторфованных осадков). Они, видимо, представляют собой размытые и развезенные по большой площади реликты древнего конуса выноса Немана. Древнебереговые уровни можно идентифицировать здесь по прослоям ракушки, скоплениям древесины и других растительных остатков, а ближе к современному берегу — и по прослоям гравийно-галечного материала и грубозернистых песков, характерных для верхней части береговой зоны. Южнее долины пра-Немана аккумулятивные образования в большинстве случаев имеют малую мощность. На значительной площади они вообще отсутствуют и здесь развит маломощный слой остаточных песков и гравия на морене последнего и предпоследнего оледенений. В колонках прибрежной зоны присутствуют слои грубозернистого материала среди мелкозернистых песков и алевролитов, которые можно сопоставлять с древнебереговыми образованиями. Такие колонки получены, в основном, в районе пра-долины Немана и в долинообразном понижении севернее Самбийского полуострова. В некоторых колонках вскрыты торфяники и лагунные отложения.

Наиболее уверенно и повсеместно отмечаются отложения, связанные предположительно со второй литориновой трансгрессией. Это прослой гравийно-галечного материала и грубых песков, часто залегающие в самой верхней части колонки. Против южной части Куршской косы и у дистальной части Вислинской пересыпи вибропоршневой трубкой вскрыта толща лагунных илов литоринового возраста, которая коррелируется со стадией Lit_2 .

Образования, связанные со стадиями Lit_1 и Anc_2 , очевидно, сопрягаются в пространстве, т. е. наложены друг на друга, поэтому слои грубозернистого материала, соответствующие этим стадиям, нередко имеют значительную мощность (до 1—2 м). Участок подводного клифа, об-

рамляющий Самбийский полуостров, также сопрягается как с древне-береговыми уровнями Lit₁, Anc₂, так и уровнем Anc₁.

Анциловое поднятие уровня моря имеет особое значение. Оно произошло после ильдиевой регрессии, когда большие площади дна в связи со спуском Балтийского ледникового озера были осушены. Так, полностью был осушен огромный выступ напротив центральной части косы (плато Рыбачий). Осушенные участки были покрыты рыхлыми

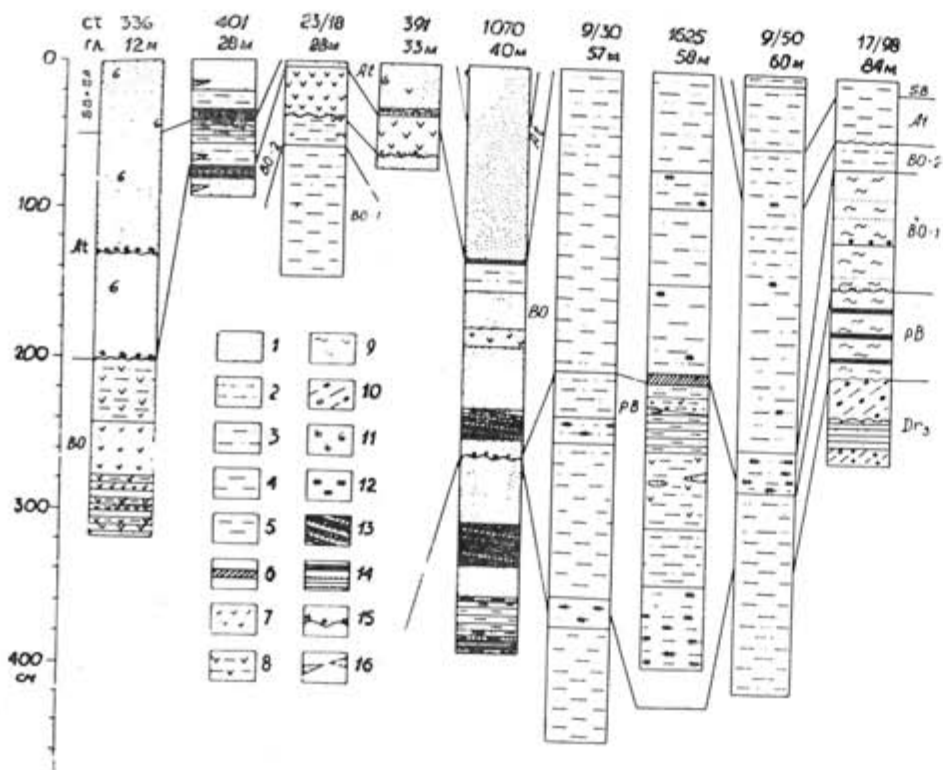


Рис. 2. Колонки позднечетвертичных отложений юго-восточной Балтики
1 — пески. 2 — крупные алевриты. 3 — алевриты нерасчлененные. 4 — мелкоалевритовые илмы. 5 — алевритово-пелитовые илмы. 6 — прослойки черных и темносерых илов. 7 — торф. 8 — торфянистые илмы и алевриты. 9 — глины гомогенные нижнеголоценовые и плейстоценовые. 10 — морена. 11 — ракушечный детрит. 12 — включения гидротроилита. 13 — Кососоистые (дельтовые?) осадки. 14 — глины микро-ленточные и ленточные. 15 — базальные горизонты. 16 — анизотропные включения песков, алевритов.
Возраст осадков определен с помощью спорово-пыльцевого и диатомового анализов в лабораториях ВНИИМОРГЕО, Института озероведения АН СССР и Ленинградского Госуниверситета (ст. 336, 401, 1070 — см. Лукошевичус, Гуделис, 1977; ст. 1625 — Блажчишин и др., 1974).

осадками, уже значительно подготовленными к перемещению. Во время анциловой трансгрессии эти наносы были размывы. Основная часть абразионных и абразионно-аккумулятивных террас, показанных на рис. 1, была сформирована именно во время этой стадии. По берегам Анцилового озера и первого литоринового моря сформировались на большом протяжении большие массивы дюн, реликты которых обнаружены на морском дне при детальном исследовании на двух больших участках (рис. 1).

В колонках, расположенных на бывшей низменной суше у берегов двух анциловых заливов (Неманского и Самбийского) вскрываются

торфяники мощностью 25—35 см (ст. 23/18, рис. 2). Спорово-пыльцевым анализом они датированы верхним бореалом.

Ильдиевые береговые образования почти не выявляются в колонках в связи с тем, что соответствующая береговая линия морфологически сопрягается со склоном плато Рыбачий и Гданьской впадины. Здесь ильдиевые осадки залегают на резко размывтой поверхности морены, прикрытой перекрытыми флювиогляциальными образованиями. В толще же осадков Гданьской впадины переход от отложений Балтийского ледникового озера к голоцену нередко проявляется погрубением материала. Пребореальные отложения довольно большой мощности (>130 см) вскрыты на ст. 1625 (рис. 2). Здесь они представлены алевритовыми илами с гидротроилитом и большим количеством растительных остатков, часто в виде прослоев. По данным диатомового анализа отложения формировались в пресноводном заливе лагунного типа (Блажчишин и др., 1974).

Выводы

В результате детальных геолого-геоморфологических и геофизических исследований в юго-восточной части Балтики удалось выделить и локализовать основные голоценовые уровни и образования на участке от польско-советской границы до Клайпеды.

Установлено 6 голоценовых уровней на глубинах 60—62, 40—46, 30—36, 14—16, 8—12 и на отметке 0—+2—3 м. Древнебереговые уровни представлены абразионными и абразионно-аккумулятивными террасами, четко выраженным в рельефе дна клифом и перегибами склона.

Древнебереговые образования представлены рыхлыми осадками от алевритов-песков до гравийно-песчано-галечных осадков. Регрессивные фазы в ряде случаев фиксируются отложениями торфяников. Большой интерес представляют древние золотые пески в виде значительных дюнных массивов, сформировавшиеся, видимо, в анциловое время и в фазу первого литоринового моря.

В голоцене участок суши в районе исследований отступил в процессе трансгрессии моря от 25 до 50 км. Происходило последовательное срезание выступов суши, отложение осадков по крыльям выступов и формирование аккумулятивных форм — кос и пересыпей. При этом в первый период голоценовой трансгрессии происходило затопление пониженной суши, образование заливов и усложнение контура берега. В период отдельных трансгрессивных фаз (Anc, Lit) за счет срезания выступов берега и формирования аккумулятивных форм происходило выравнивание берега.

Изучение древнебереговых образований в юго-восточной части Балтики показало, что в этом районе практически не наблюдается изостатического перекоса древнебереговых уровней, особенно в последние фазы голоценовой трансгрессии.

ЛИТЕРАТУРА

- БЛАЖЧИШИН А. И.: 1974. Геологическое строение подводного склона Самбийского полуострова. В кн. «Региональная геология Прибалтики». Рига, «Зинанте».
БЛАЖЧИШИН А. И., ДАВЫДОВА Н. Н., КВАСОВ Д. Д., ХОМУТОВА В. И.: 1974. Спорово-пыльцевой и диатомовый анализ четырех колонок донных отложений южной и центральной Балтики. „Baltica“, № 5, Вильнюс.
ВИШНЕВСКАЯ Е. М., КЛЕЙМЕНОВА Г. И., БОЛДЫРЕВ В. Л.: 1974. Новые данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов донных отложений юго-восточной Балтики. Вестник ЛГУ, № 12, Л.

- ГУДЕЛИС В. К.: 1969. Древнебереговые образования и история развития Балтийского моря на территории Прибалтики. Кн. «Последний ледниковый покров на территории Европейской части СССР». М.
- ГУДЕЛИС В. К., ЛУКОШЕВИЧУС Л. С., КЛЕЙМЕНОВА Г. И., ВИШНЕВСКАЯ Е. М.: 1977. Геоморфология и поздне-последледниковые донные отложения юго-восточной Балтики. „Baltica“, № 6, Вильнюс.
- ЖИНДАРЕВ Л. А., МОРОЗОВА Л. Н.: 1979. К вопросу о характере литориновой трансгрессии в пределах юго-восточной Балтики. Кн. «Исследование динамики рельефа морских побережий», «Наука», М.
- КВАСОВ Д. Д.: 1975. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. «Наука», М.

ANCIENT SHORELINES AND SHORE FORMATIONS IN THE SOUTH EASTERN BALTIC SEA

by

BLAZHCHISNIN A. I., BOLDYREV V. L., EPHIMOV A. N.,
TIMOPHEEV I. A.

ABSTRACT

Ancient submarine shorelines are distinguished and mapped on the basis of numerous actual data (more than 100 profiles of echosounding, 43 profiles of seismic-acoustic measurements, vibrodrilling and sampling by a percussion primer at 445 stations) in the South-Eastern Baltic area situated between the Soviet-Polish frontier and Klaipėda town. Specified Holocene levels (60—62, 40—46, 30—36, 14—16, 8—12 m below the sea level as well as a 0—+2—3-m level) are represented in the relief by abrasion and abrasion-accumulative terraces and cliffs. Shorelines at depth of 70—75 and 95—105 m refer to Pleistocene. Ancient shore formations are marked by gravel-pebble and sand accumulation, including a shell. Regressive phases are sometimes fixed by peat layers. Submarine dunes formed apparently during Boreal time are of particular interest. An isostatic distortion of Holocene submarine shorelines is not observed in the region under consideration.

SUBMARINE DELTA OF THE WISLA RIVER IN THE GULF OF GDANSK (SOME RESULTS OF CONTINUOUS SEISMIC PROFILING)

by

ZBIGNIEW EITMINOWICZ, Gdynia

The Gulf of Gdańsk area is the most interesting part of the Southern Baltic. The exceedingly rich forms of its coastal zone, both the contemporary and the older littoral belt, particularly well preserved in the south-eastern part of the Gulf — all these have been attracting the attention of scientists concerned with the Baltic Sea and its postglacial development for quite a long time.

Since 1974 Institute of Meteorology and Water Management, Maritime Branch in Gdynia (Laboratory of Geomorphology and Geology of the Sea) have stepped into a new stage of geological exploration of the sea. Due to the seismo-sonic instruments (EGG—USA, uniboom—model 230-1), with the use of which seismic profiles of any desired length are obtainable, we have acquired a rich material, rendering a well-shaped picture of the structure of Quaternary deposits in the Baltic Sea.

Actually we have seismic profiles, about 700 km in length, derived from the Gulf of Gdańsk (fig 1).

The most characteristic element in the morfological features in the bottom of SW part of Gdańsk Bay is the flat platform extending to the deeper part of this basin. Its depth is 30 m on an average under sea level, whereupon it drops down to the deeper part of the basin to about 70 m, over an area of several hundred meters. The course of this form is distinctly marked by the 50 m isobath. The form has been known for many years, well penetrated by means of echo-sounders and its plots depicted on echograph charts show a very steep slope, especially in its north-eastern and eastern part, frequently styled the "Cameroont". The huge declivity, as recorded by echo sounders, to some degree must be contributed to a very high difference between their vertical and horizontal scale readings, but nevertheless it imposes us as a very steep slope. This undoubtedly is the most slopy bottom part in the Southern Baltic, next to the inclined slope of the Hela Point.

This fact probably have influenced the hypotheses ventured by many explorers. It was considered to be yet another isolated Pleistocene morainic plateau, a counterpart of the Kępa Redłowska, Kępa Oksywska morainic plateaus and many others (Rosa R.— 1967). It was said to be an old cliff shore of the Yoldia Sea (Rosa B.— 1970), while still another hypothesis did not altogether preclude the eventuality of its being a steep slope of erosive valley (Marsz A.). Unfortunately the deeper geological structure

of this form remained unknown, while the short vibro-cores failed to give an univocal answer on this matter, of this interesting problem.

The geophysical instruments recently applied brought a solution to this problem. All the seismic profiles running across this form yield the picture of a typical delta cone.

This is then a delta plain extending at the depth of about 30 m under sea level and slightly inclined towards the deeper regions of the Gulf of

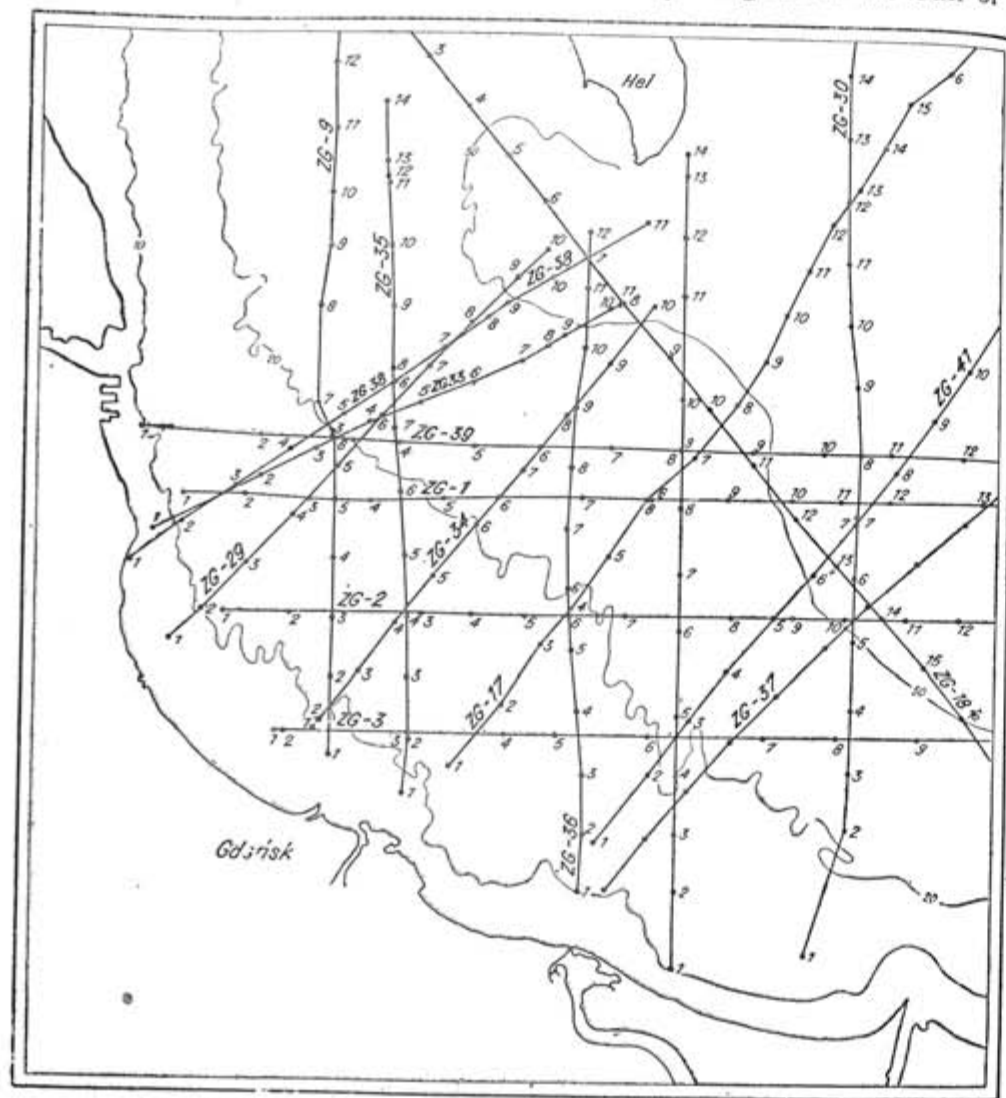


Fig. 1. The sketch of the profiling situation in the Gulf of Gdańsk

Gdańsk, next to pass into a slope of a higher inclination ratio which is a delta front, descending down to about 53 m (sometimes to about 65 m) in depth and mildly passing into prodelta bottom.

The slope of the delta front, in its most steep parts as mentioned above, does not exceed 12 to 14 degrees, which all the same is slopy enough and usually not encountered in the deltas in open sea but rather in lacustrine deltas only.

The presented ZG-29 profile (fig. 2), even though it does not pass through the central part of the delta, is a very adequate example to support this thesis, while simultaneously it contains all the principal components of the geological structure in the Gulf of Gdańsk. This profile extends north-eastwards from the 10-metre isobath off the Kamienny Potok (Stouny Stream) locality.

The Cretaceous sediments directly underlay the Quaternary deposits. The Cretaceous layers decline at a very small angle towards ones, with their layers declining at a very small angle towards the south-east (assessed from some other profiles).

The upper surface of Cretaceous sediments appears as an exaration surface (Galon R.—1961, 1967; Rosa B.—1967, 1970) of the continental glacier. The denivelations on this surface are minimal, of a large radius and hardly discernible in limits for about 5 m.

The Cretaceous surface is mildly raised towards the shore.

Pleistocene morainic deposits, very clayey in its top of the bed stratum are situated on the Cretaceous deposits. This clay is highly differentiated in the thickness, ranging from several to almost 15 m.

The Pleistocene surface is in the nature of a ground moraine, inclined towards the deep-water part of the Gulf of Gdańsk.

The series of deposits found on the Pleistocene morainic clays is most important to establish the chronology of changes that had taken place in the Gulf of Gdańsk and the "Gdańsk Depth" area after the recession

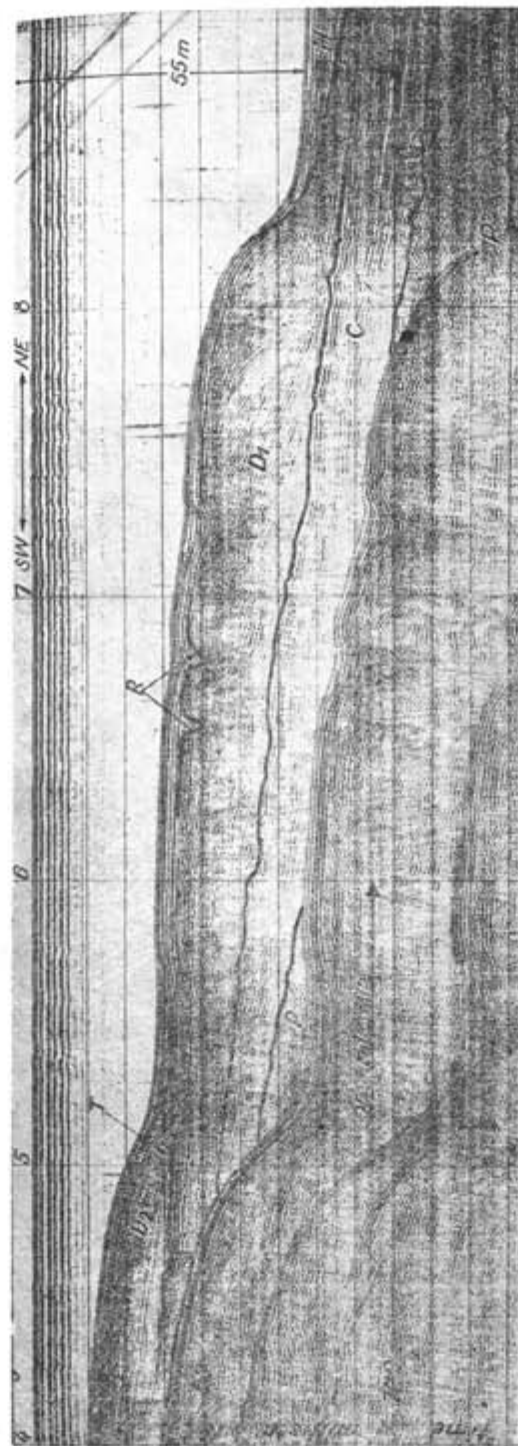


Fig. 2. Profile ZG-29 (fragment); C — Late Pleistocene clay, D₁ — The oldest stage of the delta, D₂ — The younger stage of the delta, H — Holocene muds, K — Cretaceous sediments, P — Pleistocene morainic deposits, R — Old distributary channels, T — The gravel and shingle horizon of the Littorina Sea

of the continental glacier. It can be traced on all the seismic profiles in this area, which roughly is bounded by the 55°11' N latitude and declining at the northern slope of the Gdańsk Depth. The seismic reflexes which are the records for this series of deposits are typical for varved clays. Several cores were collected at the top-of-bed part of these deposits. These actually are varved clay deposits and the age of the top of the bed was assessed by the pollen and diatom analysis method (Zachowicz J. and Zaborowska K.—1979) to represent the Younger Dryas. The characteristic feature in all the seismic records is that the surface of these varved clay is relieved with numerous indents. It will be seen that in all such indents all the layers of the whole clay series repeat an identical deformation as observed on the clay surface. This is a very essential information because it allows to consider the whole series of these clayey deposits to be a separate stratigraphic unit.

The question is what was the reason of deformation this varved clay series previously situated horizontally?

The deformation process of varved clay series must have proceeded in the Gdańsk Ice-dammed Lake, at the outskirts of the continental glacier, covering gradually the dead ice blocks in the ground moraine. When the climate became warmer and the dead ice blocks where melting away, the whole series of clay deposits in those spots underwent deformation. These are, therefore, late Pleistocene clays.

So, the whole series of delta sediments is deposited on even these varved clays directly.

This is best seen on all the seismic profiles, including the ZG-29 one (fig. 2). The thickness of those varved clayey series in Station 9 is about 20 m and about 15 m in Station 6. They are found within the whole of the Gulf of Gdańsk at its borders, under the younger deposits and even at an about —40 m ordinate level.

In the delta forefront, in the deep-water part of the Gulf of Gdańsk, Holocene muds are laid on the delta deposits. The horizontal arrangement of those muds is very regular. Further in the Gulf of Gdańsk, where the reach of the delta deposits ends, these Holocene muds are deposited directly on a series of late Pleistocene varved clays.

Two principal stages of delta formation are distinguished on the seismic profiles:

- (1) the oldest stage, with delta plain roughly at a —30 m ordinate level, and deposits up to 31 m thickness maximum, sometimes to 40 m are observed on some profiles.

This delta part is made up of sands of various grain sizes, often interstratified with gravel. Probably this is a proof that in this time cold climate was existing (Pettijohn F. J. 1972) and also of the high transport dynamics of the Wisła River. This very huge delta undoubtedly should be connected only with this river.

The inclination of layers in Station 8 of profile ZG-29 (fig. 2) is about 4°, inclination ratio up to 12° has been observed in some other profiles.

- (2) The younger stage, having its delta plain on an about —15 m ordinate level is positioned on the older delta plain.

The maximum thickness of delta deposits here is 15 m. The layer is built up of fine-grained sands interstratified with mud and the inclination of the layers does not exceed 3°.

We are unable to trace the most recent delta cone formations in estuaries of some Wisła distributary channels like "Dead Wisła", the "Bold

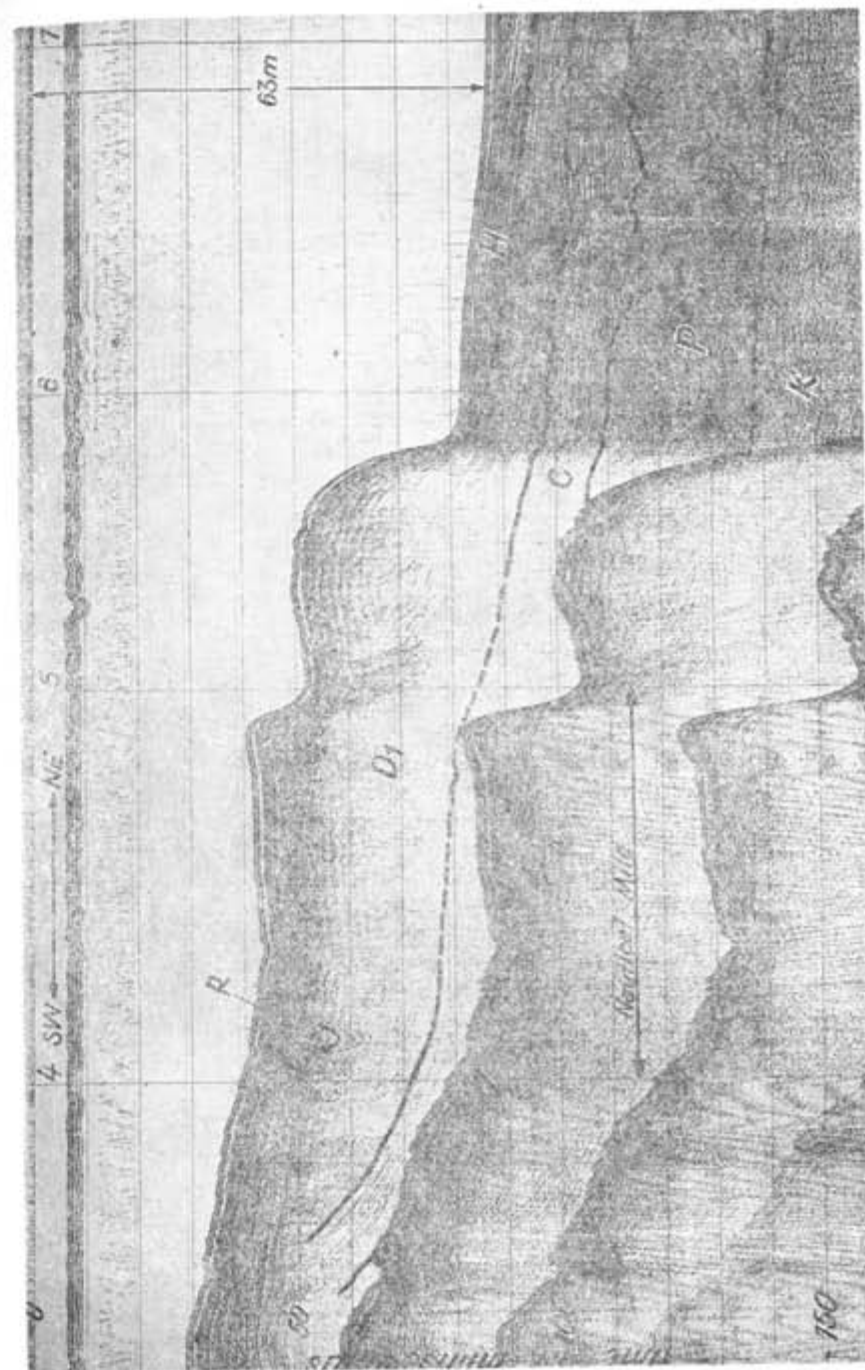


Fig. 3. Profile ZG-41 (fragment)

Wisla" and the Wisla River Dugout. Our research vessel "Hydromet" was unable to navigate in their shallow waters.

Obviously, the delta progradation process did not follow in regular way. There have been frequent changes of the distributary channels, observed in many profiles. Profile ZG-29 (fig. 2) clearly demonstrates such an instance between Stations 6 and 7, where new river channels bed made a cut into the already existing delta deposits. It is interesting to note the level up to which the river beds made their cut. These levels range from -34 m to some -38 m. On the ZG-41 profile (fig. 3), even at an about -37 m ordinate level is seen on the delta front an undercut in the nature of a cliff.

During an exploration cruise in June 1979, B. Rosa and A. J. Blazhchishin ventured a suggestion that this might be an Ancyclus cliff. We have taken the core 3.5 m long, at that spot, and there we have found the layer of the peat at the horizon 2.5–2.8 m.

To obtain some data on the age this form, and than the above suggestion is going to be confirmed.

Similarly profile ZG-4 (fig. 4) may deserve our attention. The characteristic structure of the delta front at that place also confirm the lowering level of the water basin at the end of the oldest delta formation.

Worth mentioning is the fact of occurrence of a distinguish typical reflex from the gravel and shingle horizon present in all our seismic records in this area. This is found already at a -33 m ordinate and it raises gradually towards the shore. The presence of this gravel and shingle level was also assessed under the coverage of younger deposits, to the outer side of the Hel Peninsula.

The conjectures that this might be the basic horizon of the Littorina Sea transgression were confirmed, when we took test core on the ZG-29 profile, at the foot of the younger delta front. A confrontation between seismic results and the sampled geological core was positive.

We have found 10-centimetre layer of coarse-grained sands and gravel, with fragments of shells, at the expected penetration depth level.

This coring test is all the more valuable, because peat was found to exist, under the basic horizon of the Littorina. Sea transgression. High importance of this core must be stressed in view of the location of the tested spot — on the oldest delta plain and simultaneously in the forefront of the younger delta.

The ZG-6 profile (fig. 5) ends where A. Marsz expected to find on the depth of about 70 m the erosional estuarine mouth of the Wisla River.

The instruments at this disposal were standard echosounders, giving nothing but sufficiently good records of the bottom morphology.

In ZG-6 profile it is seen that the alleged steep slope of the erosional valley simply is the delta front, whereas the hardly explicable low slope to the opposite side is the lower part of the Hela Peninsula inclination.

To sum up, several most important facts are worth reiterating:
 — delta deposits of the Wisla River are deposited directly on late Pleistocene clays, and their top of the bed is dated as the Younger Dryas. Wisla River can be assumed to have started its delta formation at the end of the younger Dryas or at the beginning of the Preboreal period, consequently towards the end of existence of the Baltic Ice Lake or right at the beginning of the Yoldia Sea.

— the deltaic plain of the oldest delta cone, at a -30 m ordinate level, approximately coincides with the water basin surface of those period.

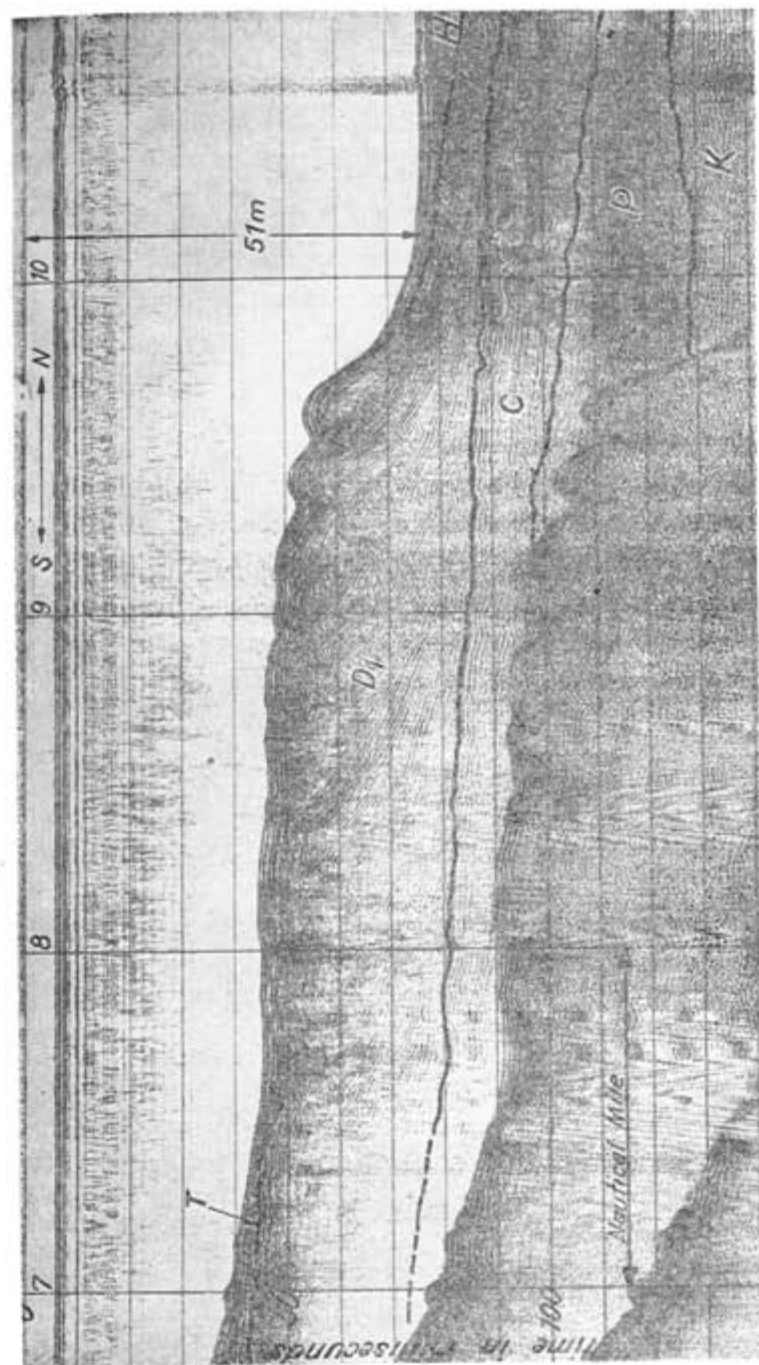


Fig. 4. Profile ZG-4 (fragment)

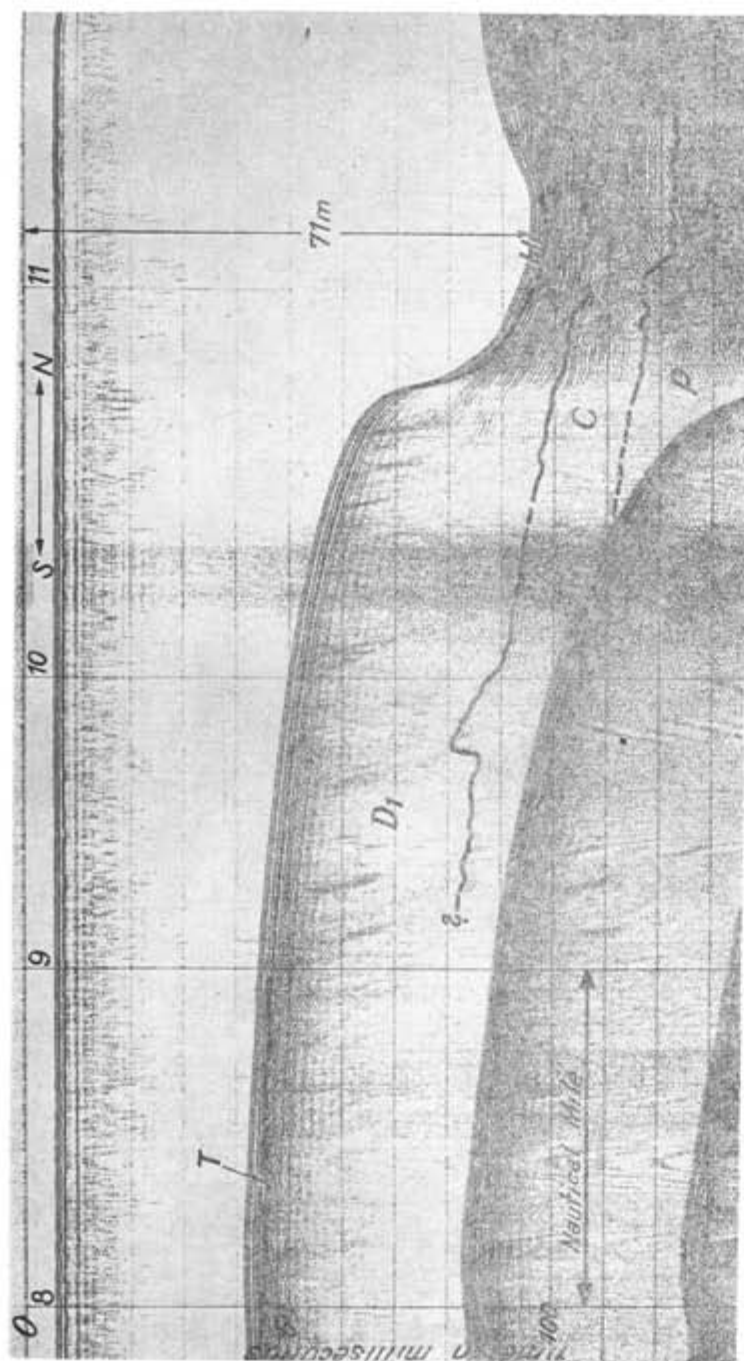


Fig. 5. Profile ZG-6 (fragment)

— probably the cliff undercut of the oldest delta front (on ZG-41 profile) is the trace of the lowest shoreline in this area, in all probability denoting the Ancylus Lake level at a — 38 m to — 40 m ordinate.

These facts may inform that the oldest and the most huge part of the delta must have been built up in a relatively short time. This can be explained by an exceptionally high transport dynamics of Wisła River. Obviously, Wisła at that time, after having directed its course northwards, must have been a young river, violently cutting the morainic plateau and the adjacent out-wash areas under way (Galon — 1934, 1961, 1967; Roszko L. — 1968). This is, to my thinking, the reason why interstices of coarse sands and gravels, far from typical in a delta formation, are found here.

There are many questions left in this matter reported upon above. It is hoped to find answers to some of them soon.

The geophysical methods by themselves will not always yield an equivocal reply. It is necessary to acquire deeper undisturbed cores to be able to identify some of the components of the seismic records, at the same time furnishing us with new material on paleobotany and other investigations, allowing us a better recognition of the chronology of post-pleistocene modifications in this area.

Acknowledgements

I would like to express my gratitude to: Dr. K. Wypych — the head of the Laboratory of Geomorphology and Geology of the Sea for the advice and stimulating criticism; The Enterprise of the Marine and Land Geophysics of Oil Mining in Toruń for throw opening of seismo-sonic instruments; Mgr W. Wajda for invaluable assistance and advice during the work.

REFERENCES

- GALON R. 1934.: Dolina dolnej Wisły, *Badania Geograficzne*, z. 12—13, Poznań.
 GALON R. 1961.: General Quaternary Problems of North Poland, *Guide-Book of Excursion, From the Baltic to the Tatras, Part I, North Poland, INQUA VIth Congress*.
 GALON R. 1967.: *Czwartorzęd Polski Północnej. Czwartorzęd Polski*, Warszawa.
 MARSZ A.: W sprawie genezy krawędzi w dnie zachodniej części Zatoki Gdańskiej (typeskript).
 PETTICORN F. J., POTTER P. E., SIEVER R., 1972: *Sand and Sandstones*. Springer, Berlin.
 ROSA B. 1967.: Analiza morfologiczna dna Południowego Bałtyku.
 ROSA B. 1970.: Einige probleme der Geomorphologie, Paläogeographie und Neotektonik der Südbaltischen Küstenraumes. *BALTICA*, vol. 4, Vilnius.
 ROSZKO L. 1968.: Z historii rozwoju doliny dolnej Wisły. *Folia Quaternaria*, nr 29, Kraków.
 ZACHOWICZ J., ZABOROWSKA K., 1979.: Zagadnienia biostratygraficzne osadów dennych Zatoki Gdańskiej (in print).

Применение сейсмоакустической аппаратуры для непрерывного профилирования морского дна дало возможность выявить структуры дна. Результаты, полученные в Гданьском заливе, вносят много нового для познания строения и происхождения этого залива. Особенно интересно геологическое строение области мелководья между гг. Гданьск и Хель, понижающегося крутым склоном в сторону центральной части Гданьского залива.

На зарегистрированных сейсмоакустических профилях четко видна типичная дельтообразная структура этого района.

Можно выделить три основные фазы образования дельты:

- 1) дельтовая равнина, которая находится на глубине ок.— 30 м, с максимальной толщиной отложений до 41 м. Фронт дельты и слои наклонены до 12°.
- 2) младшая дельтовая равнина, которая находится на уровне ок.— 15 м, мощностью до 12—15 м, с наклоном ее фронта и слоистых отложений около 3°.
- 3) самая младшая — это современные дельтовые конусы выноса Мертвой Вислы, Смелой Вислы и Пжекопа.

Очень важным репером для определения возраста дельты являются поздние-плейстоценовые глины, которые можно проследить от самых глубоких мест Гданьского залива до уровня — 40 м. Возраст кровли этих глин определен пыльцевым методом как верхний дриас. Непосредственно на этом комплексе глинистых отложений залегает наиболее древний конус выноса дельты. Для этого конуса характерны слои, сложенные крупнообломочными осадками — гравием и крупнозернистыми песками. Заслуживает внимания слой каменной отмости, связанный с морской трансгрессией, обнаруженной на уровне — 33 м и поднимающейся в сторону берега. Во многих местах этот слой древней дельты является уровнем, отделяющим древнюю дельту от младшей. Он обнаружен вдоль всего Гданьского залива, а также на внешней стороне Хельской косы.

Несомненно, образование столькой мощной дельты следует связывать с деятельностью крупной реки и все указывает на то, что именно здесь находится самый древний район устья р. Вислы.

Изучение подводной дельты Вислы дает много новых данных для познания позднеледникового развития Балтийского моря.

ZUR HOLOZÄNEN ENTWICKLUNG IM BEREICH DER SÜDLICHEN OSTSEE, DARGESTELLT AM BEISPIEL DES NORDÖSTLICHEN KÜSTENGEBIETES DER DDR

von

Wolfgang JANKE und Heinz KLIEWE

Die in dieser Arbeit dargelegten Erkenntnisse zur holozänen Entwicklung im südlichen Ostseebereich sind das Ergebnis einer mehr als 25-jährigen Forschungsarbeit durch die geographischen Einrichtungen der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald und der Friedrich-Schiller-Universität Jena unter der Leitung der Professoren Dr. H. Reinhard und Dr. H. Kliewe. Im Rahmen von Forschungsaufträgen wurden unter starker Mitarbeit beider Autoren dieses Aufsatzes über 50 Bohrungen bis zu Maximaltiefen um 40 m unter NN niedergebohrt sowie ergänzend zahlreiche Schürffgruben und -gräben, letztere insbesondere zur Erfassung der Strandwallfazies und des Aufbaues von Küstendünen, angelegt. Bohrungen und Schürfe verteilten sich

- a) auf die Seesandebenen der Außenküste mit ihren Haken und Nehrungen,
- b) auf die im marinen Einflusbereich gebildeten Holozänniederungen an den Boddenrückseiten sowie
- c) auf die Mündungsgebiete der Küstenflüsse.

Die Sedimentproben wurden insbesondere untersucht auf Korngrößenverteilung, Chemismus (unter anderem Kalkgehalt, fossiler Chloridgehalt, Phosphat), Glühverlust, Mollusken, Ostrakoden (z. T.), Diatomeen, Pollen sowie archäologische und frühgeschichtliche Befunde. Eine wichtige Ergänzung bildeten 60 C-14 Datierungen durch Dr. Ing. G. Kohl, C 14-Labor der AdW der DDR in Berlin.

Die präitorinazeitliche Entwicklung im nordöstlichen Küstenbereich der DDR kann nur in ihrem jüngeren Abschnitt, nämlich im beginnenden Boreal durch die Sedimentfolge des Ancyclus-Großsees (Kliewe-Reinhard (1960), der in etwa von 9 300—8 900 b. p. bestand, und im Boreal durch die Sedimentfolge der borealen Regressionsphase (8 900—8 700 b. p. in Abhängigkeit von der Höhenlage zu NN) erfaßt werden. Die Meere des Yoldia- und des Echeneis-Zeitraumes erreichten das Untersuchungsgebiet wahrscheinlich nicht. Unter den Sedimenten des Ancyclus-Großsees lagern zwischen — 40 m und mindestens — 25 m NN spätglaziale bis frühpostglaziale Süßwasserbildungen (Schluffe und Sande, meist kalkhaltig). Darüber befinden sich die Sedimente des Ancyclus-Großsees, die im Un-

tersuchungsgebiet zwischen — 24 m und maximal etwa — 8 m NN anstehen. Des **Ancylus-Großsee** ist der ausgesüßte Nachfolger des Echeneis-Meeres. Er bildete einen kalkoligotrophen bis -mesotrophen tiefen Süßwasser-Klarsee. Das im Untersuchungsgebiet anstehende Hauptsediment bilden kalkhaltige Sande (vorwiegend Fein- bis Mittelsand, in Ufernähe z. T. größer, d. h. Fein- bis Grobsand: CaCO_3 — Gehalt 2—10%), die vielfach von z. T. sogar mehrere Meter mächtigen Kalkschlufflagen (CaCO_3 — Gehalt 10—25%) durchsetzt werden. Die wichtigsten Mollusken dieses Großsees waren *Ancylus fluviatilis*, *Lymnaea ovalis*, *Bithynia tentaculata* und *Pisidium*-Arten; weitaus seltener traten auf *Lymnaea auricularia*, *Valvata piscinalis*, *Valvata cristata*, *Bathymorphus contortus* u. a. Die Diatomeenflora dieses Klarsees war reichhaltig und wird insbesondere durch folgende Arten charakterisiert: *Melosira arenaria*, *Cyclotella comta*, *Fragilaria pinnata*, *Synedra ulna*, *Cocconeis disculus*, *C. diminutum*, *Gyrosigma attenuatum*, *Diploneis domblittensis*, *Pinnularia viridis*, *Navicula scutelloides*, *N. tuscata*, *N. placentula*, *Amphora ovalis*, *Cymbella helvetica*, *C. aspera*, *C. lanceolata*, *Rhopalodia gibba*, *Rh. parallela*, *Denticula elegans*, *Epithemia hyndmannii*, *E. intermedia*, *Cymatopleura elliptica*, *Surirella biseriata* und *Campylodiscus noricus*. Der Ancylus-Großsee verharrte im Niveau von ca. — 8 m NN bis zum Zeitpunkt des Überlaufens und Einkerbens des ihn von der westlich anschließenden, tiefer gelegenen borealen westlichen Ostsee trennenden natürlichen Staudammes im Bereich der Darßer Schwelle (Kliewe-Reinhard 1960).

Während der nun einsetzenden borealen Regressionsphase kam es in den unterschiedlichsten Höhenlagen zwischen 8 und 22 m — NN jetzt zur Bildung von Seesedimenten, insbesondere von Kalkschluff, Kalkmudde und Seekreide in den Restgewässern sowie von Torf an den Seeflanken im Prozeß ihrer Verlandung. Dem Charakter nach handelte es sich um meist nur kurzzeitig bestehende flache, kalkoligotrophe bis mesotrophe, gut durchlüftete Gewässer. Pollenanalytisch ist dieser Zeitraum durch das boreale **Corylus-Maximum** gekennzeichnet (Abb. 1); im See und Seeverlandungsraum konnten pollenanalytisch des weiteren folgende dafür typische Pflanzenarten ermittelt werden: *Myriophyllum verticillatum*, *Utricularia vulgaris*, *Typha latifolia*, *Phragmites communis*, *Equisetum sp.*, *Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre* und *Lycopodium inundatum*.

Zwischen der Ablagerung der Sedimente der borealen Regressionsphase und der anschließenden initialen litorinazeitlichen Transgression befindet sich — sedimentologisch und pollenanalytisch (Abb. 1) nachweisbar — ein Hiatus. Die regressiven Torfe des mittleren bis jüngeren Boreals und die hangenden, transgressiv bedingten Torfmudden unmittelbar darüber unterscheiden sich im Pollen- und Diatomeenbild stark voneinander. Letztere zeigen schon das Baumpollenspektrum des Älteren Atlantikums (Abb. 1) mit einem ausgesprochen hohen Anteil der Nichtbaumpollen (z. B. *Cyperaceae*) sowie der Farn (*Thelypteris palustris*) — und Laubmoossporen. Die Süßwasserdiatomeen der borealen Sedimente werden von Brackwasserarten bei Dominanz von *Campylodiscus clypeus* in den darüber folgenden atlantischen Torfmudden abgelöst. Diese boreale und frühatlantische, übereinander lagernde, durch einen Hiatus voneinander getrennte Sedimentfolge bildet einen in der überwiegenden Mehrzahl der Bohrungen nachgewiesenen Leithorizont — u. E. sogar den wichtigsten, markantesten und stetigsten — im Küstenholozän des südlichen Ostseebeichts.

Die holozäne marine Wiederauffüllung des Ostseebeckens bis auf das heutige Wasserspiegelniveau ist im südbaltischen Untersuchungsraum ab ca. 7 900 b. p. nachweisbar. Ihr erster Hauptabschnitt war die **Litorina-Transgression** (7 900—2 000 b. p.), benannt nach den beiden Meeresmollusken *Littorina littorea* und *Littorina saxatilis*, die für diesen Zeitraum im gesamten Untersuchungsgebiet nach Osten bis zur Mitte der Usedomer Außenküste verbreitet waren, heute aber östlich der Westküste Rügens auf Grund zu geringer Salinität nicht mehr gedeihen. Diese Transgression umfaßt mehrere Phasen (Kliewe, Janke 1978), die wie folgt zu charakterisieren sind:

Initiale Litorinaphase: Während dieser den Zeitraum von 7 800 (8 000) bis 7 300 b. p. umfassenden Phase erfolgte der stärkste Meeresspiegelanstieg während des gesamten Postglazials, und zwar von mindestens — 15 m NN bis — 5 m NN, was einem Transgressionsbetrag von 1 bis 2 m pro Jahrhundert entspricht. Während dieser Phase vollzog sich im küstennahen Bereich eine Durchmischung des Süßwassers dieses Raumes mit dem von Westen einströmenden Meerwasser. Süßwassermollusken und -diatomeen werden im Verlaufe dieser Phase immer stärker von Arten abgelöst, die einen höheren Salzgehalt vertragen. In der Diatomeenflora sind außer echten Süßwasserarten und β -Mesohalobien mit *Campylodiscus clypeus* als Hauptart vor allem oligohalob-indifferente Arten, wie z. B. *Cyclotella meneghiniana*, *Synedra ulna*, *Fragilaria construens*, *Fr. brevistriata*, *Cocconeis pediculus*, *C. placentula*, *Rhoicosphenia curvata*, *Mastogloia smithii*, *Gyrosigma attenuatum*, *Pinnularia viridis*, *Caloneis amphibaena*, *Anomoeoneis sphaerophora*, *A. costata*, *Navicula rhynchocephala*, *N. oblonga*, *Amphora ovalis*, *Gomphonema angustatum*, *Cymbella prostrata*, *C. ventricosa*, *C. aspera*, *C. lanceolata*, *Rhopalodia gibba*, *Rh. gibberula*, *Epithemia*-Arten, *Nitzschia tryblionella*, *Cymatopleura elliptica*, *C. solea*, *Surirella ovalis* und *S. elegans*, vertreten. Während dieser Phase kam es zu einem Ertrinken ausgedehnter Abschnitte der Jungglaziallandschaft; die Küstenprozesse konnten in jedem erreichten Niveau nur für kurze Zeit wirksam werden, so daß eine unfertige, initiale Küstenkonfiguration für diesen Zeitraum charakteristisch war. Der ausgesprochen schnelle Anstieg des Ostseespiegels führte zu einer sehr schnellen, weit über das Küstengebiet in das Binnenland hinein wirksamen Veränderung im Bodenfeuchteregime, in der Substrat- und Bodenentwicklung (z. B. Vertorfung, Vergleyung), in der Vegetation sowie im Klimacharakter.

Frühlitorinazeitliche Retardations- bzw. Verharrungsphase von ca. 7 300 bis 7 000 b. p. Diese Phase konnte bisher nur in geschützten Buchten jener Zeit nachgewiesen werden, und zwar durch ein nur kurzzeitig wirkendes Torfwachstum über den Sedimenten der initialen Litorinatransgression. An stärker exponierten Küstenabschnitten, insbesondere an damaligen Außenküsten, erfolgte jedoch ein fließender Übergang zur Sedimentbildung der

1. Litorina-Hauptphase. Sie umfaßte den Zeitraum von ca. 7 000 bis 5 700 b. p., und der Meeresspiegelanstieg erfolgte von — 5 bis mindestens — 1 m NN. Während dieser Phase kam es auf Grund der gegenüber der initialen Litorinaphase schon deutlich reduzierten Anstiegsgeschwindigkeit zu einer intensiven Abrasion an den Flanken der Inselkerne, zu einer sehr starken submarinen Materialakkumulation und somit zur Reduzierung der im Spätglazial entstandenen Reliefunterschiede, aber auch schon zur Bildung von Schaaren und Haken, eventuell auch Nehrungen, als Elementen von Ausgleichsküsten. So war z. B. die heutige Nehrung Schmale Heide im Raum Binz (Insel Rügen) und auch die Peenemünde-Zin-

nowitzer Seesandebene zwischen Bannemin und Zinnowitz (Insel Usedom) um 5 700 b. p. schon bis mindestens — 1 m NN aufgehöhht. Während dieser Phase kam es in den tieferen Auffüllungsgebieten zur Sedimentation des schluffig-tonigen Litorinakleis, mit abnehmender Wassertiefe und zunehmender Strandnähe wurde das in den damaligen Außenküstenbereichen akkumulierte Material dabei zunehmend gröber; in der Strandfazies dominieren schon Fein- und Mittelsande. Es scheint, daß das litorinazeitliche Salinitätsmaximum im hier untersuchten Raum dieser Phase zuzuordnen ist. In der Diatomeenflora sind mesohalobe Arten vorherrschend, Süßwasserarten aus dem Binnenland sowie polyhalobe Planktonarten sind ebenfalls vertreten. *Campylodiscus clypeus* und zum Teil auch *C. echeneis* dominieren zumeist, von den α -Mesohalobien und Polyhalobien sollen u. a. hervorgehoben werden: *Paralia sulcata*, *Hyalodiscus scoticus*, *Coscinodiscus eccentricus* var. *fasciculata*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Biddulphia aurita*, *Terpsinoe americana*, *Grammatophora oceanica*, *Rhabdonema arcuatum*, *Rh. minutum*, *Cocconeis scutellum*, *Achanthes brevipes*, *Diploneis bombus*, *Rhopalodia gibberula* var. *musculus*, *Amphora coffeaeformis*, *Nitzschia punctata*.

Hochlitorinazeitliche Regressionsphase zwischen 5 700 bis 5 400 b. p. Auch diese Stagnations- bis leichte Regressionsphase ist nur in den Sedimenten ruhiger Buchten bzw. der Boddenflanken in Form von geringmächtigen, einige Zentimeter starken organogenreichen Verlandungssedimenten belegbar, insbesondere aus dem Raum Rappin und Ralswiek (Insel Rügen, Kliewe, Lange 1968) sowie Bannemin und Zinnowitz (Insel Usedom). Es handelt sich dabei um in situ-Ablagerungen innerhalb von Schilfröhrichten sowie aus dem Bereich von Boddenniederungen. Die auffallende Häufung von C 14-Daten in diesem Zeitraum, verbunden mit Aussagen von Pollendiagrammen, veranlaßte uns, diesen Zeitraum auszugliedern.

Als weitere Phasen der litorinazeitlichen Entwicklung folgten:

2. **Litorina-Hauptphase** zwischen 5.300 und 3 900 b. p., **spätlitorinazeitliche Stagnations- und Regressionsphase** im Zeitraum von 3 900 bis 3 000 b. p.,

3. **Litorina-Hauptphase** zwischen 3 000 bis 2 000 b. p.

In diesem durch eine schwache Stagnations- bis Regressionsphase unterbrochenen Zeitraum von ca. 3 400 Jahren näherte sich der Ostseespiegel seinem heutigen Niveau. Der Salzgehalt des Ostseewassers war jedoch gegenüber der jüngeren, der postlitorinazeitlichen Entwicklung, noch immer deutlich erhöht. Anhaltspunkte für ein auf das Litorina-Meer folgendes Lymnaea-Meer, das von einer Reihe von Autoren für das Subboreal und das ältere Subatlantikum angenommen wird, konnten unsererseits für Gebiete des Außenküstenbereichs nirgends gefunden werden. Unseres Erachtens waren der Salzgehalt und auch die Strömungsintensität in Außenküstenabschnitten für *Lymnaea stagnalis* zu hoch. Infolge des in den letzten reichlich 5 000 Jahren nur noch sehr langsamen Weltmeerspiegelanstiegs kam es zur Weiterentwicklung von Boddenausgleichsküsten mit ihren Außen- und Binnenseiten und dem für sie typischen Formenschatz (Riffzone, Schaare, Haken, Nehrungen, Strandseen, Boddenflächen).

Auch im südbaltischen Raum ist für das Holozän mit zeitlich und räumlich differenzierten Ausgleichsbewegungen zu rechnen, die bisher in unseren Arbeiten noch nicht berücksichtigt werden konnten. Im Falle einer nach Norden zunehmenden schwachen Hebung des überwiegenden Teiles des Untersuchungsraumes, wie sie die Untersuchungen von Kolp (1979) wahrscheinlich machen, würden die hier angegebenen NN-Werte sich um einige Dezimeter verändern.

Die postlitorinazeitliche Ostsee-Entwicklung als 2. Hauptabschnitt nimmt die Zeit von 2 000 b. p. bis zur Gegenwart ein und umfaßt folgende drei Phasen:
Römisch-Kaiserzeitliche Stagnations- bis Regressionsphase zwischen 2 000 und 1 200 b. p.,

Slawenzeitlich-mittelalterliche (postlitorinazeitliche) Transgression im Zeitraum von 1 200 — ca. 600 b. p.
Mya-Meer-Phase der letzten 600 Jahre.

Die postlitorinazeitlichen Entwicklungsphasen der Ostsee sind noch nicht so detailliert erforscht wie diejenigen z. Z. der eigentlichen Litorinatransgression. Für den Zeitraum der Slawenzeitlich-mittelalterlichen Transgressionsphase liegen sowohl aus den küstennahen nordmecklenburgischen Talungen als auch aus tiefer gelegenen Bereichen von Nehrungen Belege für ein in dieser Zeit besonders intensiv verlaufendes Torfwachstum vor. Es erreicht Beträge zwischen 0,2—1,5 m und erfolgte besonders stark z. Z. der mittelalterlichen deutschen Ostexpansion (12./13. Jahrhundert). Inwieweit die erneute starke Vernässung der erwähnten Bereiche die Folge einer jungen Transgression im Ostseebereich war und inwieweit das Organogenwachstum durch anthropogene Einflüsse, vor allem durch die sehr schnell erfolgende und den größten Teil der bis dahin bewaldet gewesenen Landflächen erfassende mittelalterliche Rodung initiiert wurde, bedarf weiterführender Untersuchungen.

Während der Phase des Mya-Meeres kam es zu einem erneuten Verharren des Ostseespiegels sowie zeitweilig, so auch gegenwärtig, in unserem Raum zu einem schwachen Anstieg des Ostseespiegels.

Nach erfolgter submariner Aufhöhung kommt es in der Regel anschließend bei ausreichender Materialbereitstellung zur Bildung von Schaaren, Haken und Nehrungen. Ihre Entwicklungsgeschwindigkeit hängt vor allem ab von der Größe des vorgelagerten Seeraumes und dem Grad der Exponiertheit gegenüber den dominierenden Windrichtungen sowie auch vom Umfang der im Zurückverlegungsraum anstehenden Materialmenge und von der inneren Struktur der angegriffenen Küstenstrecken. Den größten Materialzuwachs erhalten diese Anlandungsformen im Zuge von Sturmhochwässern.

Eine Haken- bzw. Nehrungsbildung benötigt bei günstigen Bedingungen für Materialbereitstellung und — transport oft nur wenige Jahrhunderte. So erforderte Timm (1968) zufolge die Bildung des Hakens Alter Bessin (Insel Hiddensee) bei einer Länge von ca. 3 340 m einen Zeitraum von 600 Jahren und des Hakens Neuer Bessin bei 3 184 m Länge im Jahre 1966 sogar nur 104 Jahre. Der Neue Bessin weist demzufolge ein durchschnittliches Längenwachstum von 30,6 m pro Jahr mit Wachstumsspitzen von 100 m jährlich auf. Die weitaus stärker geschützten, im Wirkungsbereich des Greifswalder Boddens befindlichen, einander gegenüberliegenden Haken von Groß Zicker und Klein Zicker auf SO-Rügen zeigten von 1835 bis 1958 immerhin noch ein Gesamtlängenwachstum von 70 bzw. 95 m. Diese Wachstumsbeträge werden verständlich, wenn man berücksichtigt, daß exponierte Außenküstenabschnitte des südlichen baltischen Raumes gegenwärtig jährlich durchschnittlich um 0,30—1,00 m zurückverlegt werden.

In einer dritten Phase der Haken- bzw. Nehrungsentwicklung kann bei ausreichender Sandversorgung die Verdünnung einsetzen und an den boddenseitigen, stärker geschützten Flanken zusätzlich die flächenhafte Vertorfung. Dünen- und Meeressande unterscheiden sich in der Regel nur geringfügig voneinander in bezug Korngrößenverteilung und Sortie-

rungswert. Hauptfraktion sowohl der liegenden Meeressande als auch der Dünen- als auch der Braun- als auch der Gelb- und Graudünen bildet die Kornfraktion 0,2—0,3 mm mit einem Anteil von 48—58% am Korngemisch, gefolgt von den Kornfraktionen 0,1—0,2 mm und 0,3—0,4 mm. Diese drei Kornfraktionen machen bei den Dünen- und Meeressanden meist 85—97,5%, bei den Meeressanden 70—93% des Korngemisches aus; letztere sind also im Durchschnitt etwas schwächer sortiert. Für den Windtransport der drei Hauptfraktionen aller Dünengruppen des Untersuchungsgebietes reichten schon Windgeschwindigkeiten von 3—7 m/sec aus, was Windstärken 3—4° der Beaufortskala entspricht. Auswehungs- und Ablagerungsgebiete lagen in Nachbarschaft zueinander.

Die Dünen älterer Haken und Nehrungen (z. B. Neudarß, Schmale Heide und Baaber Heide der Insel Rügen, Peenemünde-Zinnowitzer Seesandebene der Insel Usedom) weisen drei bis vier fossile Dünengenerationen auf, die in Anlehnung an Keilhack (1912) nach den Stadien ihrer Bodenentwicklung unterschieden werden.

Es sind dies:

- ältere Braundünen mit einem Bildungsalter vom ausklingenden Atlantikum bis einschließlich älterem Subboreal (Janke 1978),
- jüngere Braundünen, ihre Entstehung fällt in das jüngere Subboreal und ältere Subatlantikum.
- Gelbdünen mit einem Bildungsalter zwischen slawenzeitlicher Transgression und ausklingendem Mittelalter.
- Graudünen. Es handelt sich bei ihnen — im Unterschied zur überwiegenden Mehrzahl der Dünen der vorgenannten drei Dünentypen, die als Walldünen ausgebildet sind, — um äußerst unregelmäßig geformte, meist kuppige ehemalige Wanderdünen. Auch ihre innere Struktur weist auf verstärkte äolische Um- bzw. Anlagerungsgefüge hin (Kliewe-Rast 1979). Ihre Bildung wurde durch anthropogene Einflüsse (Entwaldung, Überbeweidung) hervorgerufen bzw. zumindest gefördert (Janke 1971). Die Bildung des A₀ — Horizontes der Ranker bzw. initialen Podsole der Graudünen erfolgte meist erst nach ihrer Aufforstung, in der Regel erst seit Beginn des 19. Jahrhunderts.
- Weißdünen. Unter ihnen werden aktive bzw. erst in allerjüngster Zeit festgelegte Dünen verstanden, in denen es noch nicht zur Herausbildung eines A-Horizontes kommen konnte.

LITERATUR

- JANKE, W.: 1971.: Beitrag zu Entstehung und Alter der Dünen der Lubminer Heide sowie der Peenemünde-Zinnowitzer Seesandebene. Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Math.-nat. Reihe 20, Nr 1/2.
- JANKE, W.: 1978.: Untersuchungen zu Aufbau, Genese und Stratigraphie küstennaher Talungen und Niederungen Nordost-Mecklenburgs als Beitrag zu ihrer geoökologischen und landeskulturellen Charakteristik. Diss. B, Univ. Greifswald.
- KEILHACK, K.: 1912.: Die Verlandung der Sinepforte. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1911, 32, Tl. 2, 2.
- KLIEWE, H. und JANKE, W.: 1978. Zur Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraumes der DDR. Petermanns Geographische Mitteilungen, 122, 2.
- KLIEWE, H., und LANGE, E.: 1968. Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. Petermanns Geographische Mitteilungen, 112, 4.

- KLIEWE, H., und REINHARD, H.: 1960. Zur Entwicklung des Ancyclus-Sees. Petermanns Geographische Mitteilungen, 104, 2/3.
- KLIEWE, H., und RAST, H.: 1979. Geomorphologische und mikromagnetische Untersuchungen zu Habitus, Struktur und Genese des Zinnowitz-Trassenheider Strandwallsystems und seiner Dünen. Petermanns Geographische Mitteilungen, 123, 4.
- KOLP, O.: 1976. Submarine Uferterrassen der südlichen Ost- und Nordsee als Marken des holozänen Meeresspiegelanstiegs und der Überflutungsphasen der Ostsee. Petermanns Geographische Mitteilungen, 120, 1.
- KOLP, O.: 1979. Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes im Holozän. Petermanns Geographische Mitteilungen, 123, 4.

К ВОПРОСУ О ГОЛОЦЕНОВОМ РАЗВИТИИ ЮЖНОЙ БАЛТИКИ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ГДР

В. ЯНКЕ и Х. КЛИВЕ

РЕЗЮМЕ

В данной статье рассматривается голоценовое развитие Южной Балтики на основе комплексного стратиграфического изучения СВ побережья ГДР. В пределах бореального времени выделены фазы Аncyлового озера и его регрессии. На отложениях этой регрессионной фазы залегают отложения трансгрессии Литоринового моря (7800—2000 лет н. э.). В развитии данного моря установлены: начальная фаза трансгрессии, три главные фазы трансгрессии и три фазы стагнации или регрессии Литоринового моря. Наиболее быстро подъем уровня моря происходил в раннеатлантическое время. С первой трансгрессивной фазой Литоринового моря связана интенсивная абразия берегов и мощная аккумуляция наносов на дне и выполаживание подводного рельефа. Последующему развитию описываемого побережья характерно выравнивание береговой линии путем образования пересыпей и кос. Последующее развитие (2000 лет н. э. по настоящее время) подразделяется на три фазы развития. В статье приводится краткое описание образования кос и пересыпей, а также дается хронологическое подразделение приморских дюн.

ON THE GLACIER RECESSION, DEVELOPMENT OF LOCAL
GLACIAL LAKES AND THE BALTIC ICE LAKE IN THE NORTHERN
PART OF THE LITHUANIAN SEACOAST

by

V. GUDELIS and V. KLIMAVICIENE, Vilnius

Previous geomorphological research of this region did not include chronology of the local glacial basins and the Baltic Ice Lake and their interrelations, as well as morphology of ancient basin formations, their structure and lithology. Therefore additional geomorphological investigations were carried out last year in the northern part of the Lithuanian seacoast and the Western Zemaitija plain.

1. Orography

Going from east to west, the territory discussed in this article consists of: 1) ice marginal (terminal) formations segment, stretching along the Erla-Salantas-Minija marginal streamway (glacier-margin stream channel, „Urstromtal“, 2) ground moraine plain reworked by glacier melt water and diversified by ice marginal accumulative forms of the last glaciation, 3) the Sventoji-Kulšė-Tenzė marginal streamway, 4) the Rūdaičiai-Lazdininkai-Laukžemė end moraine ridge and 5) the coastal plain formed by Baltic Ice lakes and local glacial lakes and the Litorina Sea.

The chain of end moraines (stretching along the western side of the Erla-Salantas-Minija marginal streamway across Rubuiliai, Kulupėnai and Zalgiriai) is pointed out by sandy — pebble hills (abundant with boulders and reaching 8—12 m above the ground moraine surface and boulder fields stretching along the above mentioned marginal streamway.

To the west from these end moraines there is a wide morainic plain. Its southern and northern parts belong to a undulated morainic plain with gently sloping waves (height 3—5 m), whereas the middle part is a flat morainic plain. This plain, called as the Western Zemaitija plain, elevated 20—45 m above the sea level, was influenced by glacial lake (glacier-margin lake) water and covered by glaciolacustrine deposits at the upper course of the Sventoji river (at Medininkai and Jazdučiai) and Darbėnai environs.

Along the eastern margin of the glaciolacustrine plain, stretches a narrow, internal strip of ice marginal formations, which can here and there be found only in the shape of hillocks.

The third more distinct segment of ice marginal formations (end moraines) runs along the western margin of the above mentioned plain from Ankštakiai across Darbėnai to Lenkimai. In the south this segment consists of small hills with steep slopes, 5–10 m high.

To the west from the latter segment, a meridional Svetoji-Kulšė-Tenžė marginal streamway is well-defined. Farther a wide ridge of ice marginal formations runs across Rūdaičiai, Lazdininkai to the Latvian territory. The height of hills is 8–12 m (abs. height 25–30 m).

On the coastal plain the terrace of the Baltic Ice Lake is extending at 8–15 m above the m. s. l. Its flat surface, slightly inclined southwards and towards the sea, is varied by a low (about 5 m), and flat beach ridge, stretching along the Palanga-Liepaja highway and by ancient deltas formed on this terrace by the Svetoji and Darba rivers.

The Litorina marine terrace (up to 6 m above the sea level), extending behind the fore-dune ridge, has a flat surface inclined towards the sea.

2. Pre-Quaternary surface and the structure of Quaternary

The bedrock surface (as well as the present) of the West Zemaitija plain is inclined westwards (seawards) and southwards. On the map of Sub-Quaternary surface (Vonsavičius, 1972), a slightly smoothed elevation situated 21,6 m above s. l. (rel. height about 40 m) is distinctly seen in the north of the plain. It is build up of the Upper Jurassic (J_3) limestones. Flat southwestern slope of this elevation descends into a deep valleylike depression, which goes down on its way from Salantai via Darbėnai to Svetoji, where its bottom lies at 142 m below the m. s. l. and then „plunge“ into the depression of the Baltic Sea.

Going to the south from Darbėnai town there is another depression descending seawards from 20 to 70 m below the m. s. l. In the environs of Kretinga and Kartena it turns into a valley-like depression, encircled by –60 m isoline, and goes from east to west via Budriai, Laumeliai and ending at Vidmantai as a deep (90 m below the m. s. l.) depression. There is one more valley-like depression, not very deep (about –50 m), stretching from Kulupėnai via Zadeikiai into the latter valley.

The most complicated bedrock surface is in the coastal area at Palanga. Here it goes 80 m down on the narrow (about 1 km wide) stripe and then descends with step under the Baltic Sea bottom even to 146 m below the sea level. Between Klaipėda and Kretinga towns there is another step situated ca. 50 m below the m. s. l.

Pre-Quaternary relief is of poligenic origin; it was created by erosion, selective exaration (erosive-exarative incisions at Palanga and Svetoji) and reflects somewhat different tectonic conditions.

In the northern part of the territory the entire Cretaceous is removed by advancing ice, so that Jurassic and Triassic strata are revealed here and at the western margin (from Lenkimai to Palanga) correspondingly. Glacier scraped out new negative forms and deepened those made previously (e. g. valley-like depression in the Darbėnai-Svetoji environs). The least exaration occurred in the eastern margin of the Western Zemaitija plain.

Rather dissected of the bedrock was leveled by glacial drift. The most of morainic material was accumulated here during the last glaciation.

Quaternary cover of the western Lithuania consists of six till horizons separated by intermorainic deposits.

To the Lower pleistocene two tills are attributed of varying thickness, which is increasing when going from west to east (3 m at Lenkimai, 23 m at Zalgiriai and Voveraičiai, and 39 m at Barzdžiai settlement near to the

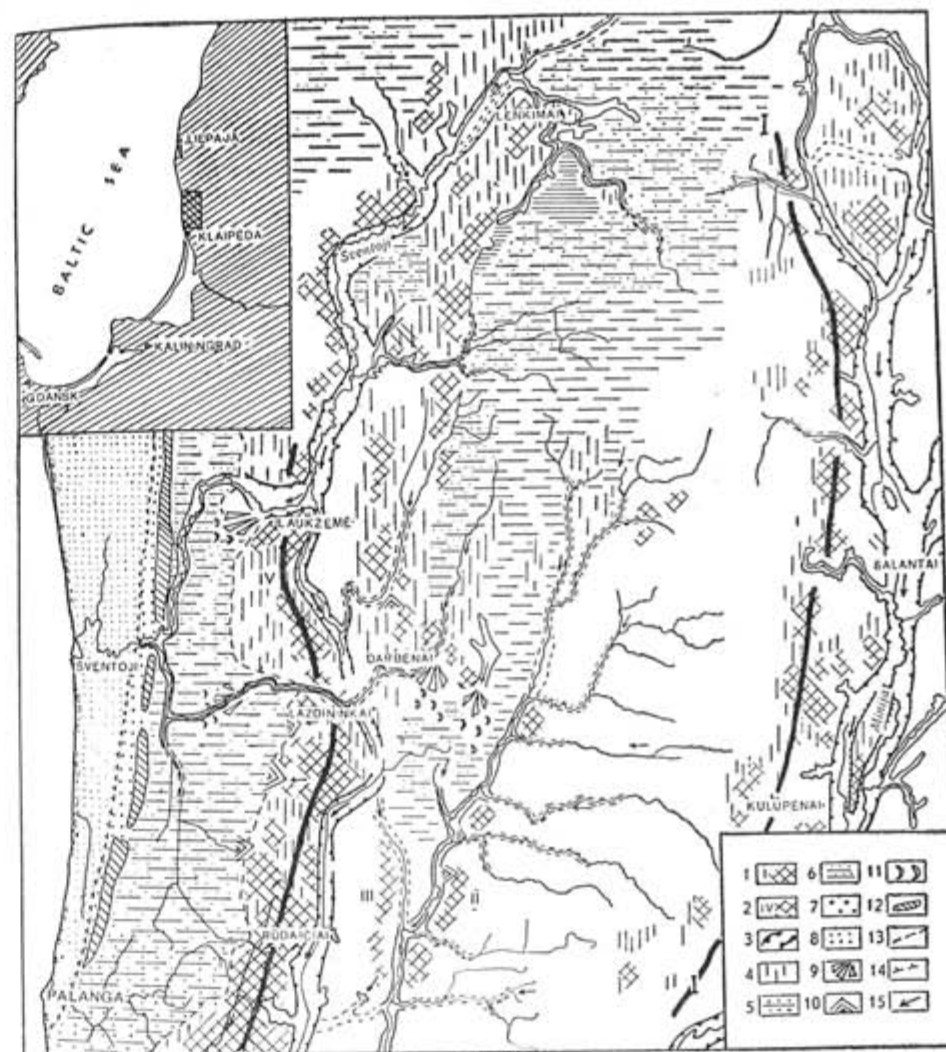


Fig. 1. Geomorphological map of the northern part of the Lithuanian seacoast (Klimavičienė, Mikutienė, Svedas, 1974) with correctrons based on new investigation data 1 — ice marginal ridges (end moraines) of the Middle Lithuanian phase, 2 — ice marginal ridge of the North Lithuanian phase, 3 — the main marginal streamways, 4 — abraded areas, 5 — accumulative areas, 6 — terrace of the local glacial lake, 7 — terrace of the Baltic Ice Lake, 8 — terrace of the Litorina Sea, 9 — ancient deltas and outwash fans, 10 — dunes, 11 — beach ridge of the Baltic Ice Lake, 12 — recent foredunes, 13 — shoreline of Baltic glacial lake, 14 — shoreline of the Litorina Sea, 15 — arrows show the directions of meltwater run-off.

Salantas marginal streamway). In some places these tills overlie one another, in other places they are separated mostly by glaciolacustrine deposits of different thickness.

Lower pleistocene tills are separated from those of Middle Pleistocene by intermorainic layers the thickness of which ranges from 2 m (Laukžemė) to 22,2 m (Voveraičiai).

The lower till of Middle Pleistocene is represented by brown boulder loams. This till horizon was detected in the Zalgiriai (22,6 m thick) and Udraliai (14,2 m) boreholes. Thickness of this till is diminishing westwards. On the seacoast (environs of Palanga, Sventoji, Laukžemė) the tills of Middle Pleistocene age cannot be found at all. They are washed away by glaciofluvial and glaciolacustrine water. Deposits of this age are represented by glacial lake clays and silts (aleurites) having more than 10 m thickness.

The Middle Pleistocene tills (A. Gaigalas states 2 different horizons, 1972) are overlaid by intermorainic sand or clay layers.

In Western Lithuania the Upper Pleistocene consists of two till beds too. Their thickness reaches some tens of meters. Towards the sea the tills become thinner and at Palanga they are only 7 m thick. In the coastal zone the Upper Pleistocene tills were eroded by waves of the Baltic Ice Lake and the Litorina Sea.

3. Ice marginal formations (end moraines) and the course of deglaciation

At the end of the last glaciation the territory described here was covered with the so-called Western Zemaitija glacier lobe (Basalykas, 1965). As it melted away ice end moraines of 8–12 m relative height were left in the Rubuiliai-Kulupėnai-Udraliai area. Their surface sediments consist of washed-up loam or sandy loam, while hill cores have horizontal bedding gravel-sand and silt layers with various-sorted material (Mikutienė, 1976). Such internal hill structure shows that the deposits were formed under the conditions of ice dammed basins, when ground surface inclination was not towards the glacier's margin, but opposite. Melt waters were collecting in the cavities of the glacier margin, that is where the above-mentioned hills with moraine cover were formed. At the end of this glaciophase the Erla-Salantas-Minija marginal streamway was formed along the terminus of melting glacier. Melt waters were running through this valley southwards. Small local drainage valleys descending into the marginal streamway dissected the ridge intensively.

Later on, when the glacier stopped at the line-Kurmaičiai-Tūbausiai-Grūšlaukis line, the second undistinctly expressed segment of ice marginal formations was formed. This segment can be recognized by a chain of separate low, oblong hills which internal structure is similar to that of the first segment, but these hills are smaller (less than 8 m high). So, it is obvious that ice margin was considerably thin and stable for a while here. Northwards from Grūšlaukis-Akmenalė and at Medsėdžiai ice marginal formations were almost entirely destroyed by water of ice lakes dammed in the Sventoji river upper reaches. These formations can be recognized only by the remains of boulder fields. Gradual transition from hilly plain to ground moraine plain testifies that the lobe has rapidly turned into gradually melting dead ice field.

The third ice marginal formations ridge, interfered between Akmena and Tenžė streamway, is represented by small (3–5 m) sandy-gravel hills and formed in a narrow belt of ice margin, dissected into cracks and cavities, between active and dead ice (Mikutienė, 1976). The ridge, better expressed at Ankštaičiai, Auksodė and Lenkimai, is elsewhere washed up and smoothed by ice lake water. When the glacier lobe has got thinner, the Akmena-Danė marginal streamway was formed. This valley drained the ice lakes.

The fourth ice marginal ridge, considerably better defined and more broad, extends in the Rūdaičiai-Lazdininkai-Laukžemė environs. Its southern part consists of small (about 5 m high and 100–150 m long) sand-gravel hills covered with moraine. The hills are considerably larger in the northern part of the ridge. The accumulative forms of this complex were formed at the margin of active ice under the conditions of a long term updamming of ice lakes. This is testified by the hill structure, by their flattened shape and the Sventoji-Kulšė-Tenžė drainage channel eroded by meltwater running southwards along the distal ridge margin.

The ridge is strongly dissected by small local drainage valleys formed simultaneously with the accumulation at the glacier's margin. Besides, the proximal slopes of the ridge were smoothed to certain degree by water of ice-dammed lake originated soon thereafter and they were dissected by ravines which open into the terrace of the Baltic Ice Lake.

When the glacier had thinned, meltwater flowed along the edge of marginal formations southwards and created the Sventoji-Kulšė-Tenžė streamway.

Before leaving this area melting ice lobe had stopped for a while at Kunigiškiai settlement, along the Palanga-Liepoja highway. Left by it there pebble-gravel marginal formations were smoothed then by the Baltic Ice Lake waters.

It should be noted that during the melting of this ice lobe the morainic (or at least covered by moraine ice) marginal formations ridges I and IV were formed on the slopes of the bedrock elevation, whereas the sand-gravel relief forms, (ridges II and III) were accumulated on the plain.

Judging from the size and expressiveness of the lateral meltwater run-off valleys, there is a ground to affirm that these drainage channels could be formed only if the glacier was resting here for a longer time. Thus, the ice marginal formations in the Rubuiliai-Kulupėnai-Udraliai and Rūdaičiai-Lazdininkai-Laukžemė area are those of higher range (longer rest of glacier front); they are correlated with the Middle and Northern Lithuanian recession phases of the last glaciation (Gudelis, 1955, 1976).

4. Development of local glacial lakes and their connection with ice marginal formations

It was previously assumed (Basalykas, 1965) that during the Middle Dryas time when ice was resting in the Baltic Sea depression, the Western Zemaitija plain was covered by entire ice-dammed basin (abs. height 35–40 m) reaching even the environs of Skuodas. In our opinion, meltwater basins, which existed in the Western Zemaitija plain, did not extended over a large area. We think that meltwaters were collecting along the glacier terminus in form of two local, shallow ice-dammed lakes, which followed the gradually retreating glacier lobe.

When the glacier lobe began intensively to melt and to recede from the Second marginal ridge, the meltwater began to collect in the depression left by the degrading glacier lobe. Local glacial lake was formed in the area of Sventoji river upper reaches, and the other one, with a lower water table, appeared to the west from Darbėnai town. These lakes were separated by ice blocks remaining still at Darbėnai and occupying the Darbėnai-Sventoji lowland where it was thicker. Intensively melting ice lobe retreated more or less gradually westwards and was constantly lowering

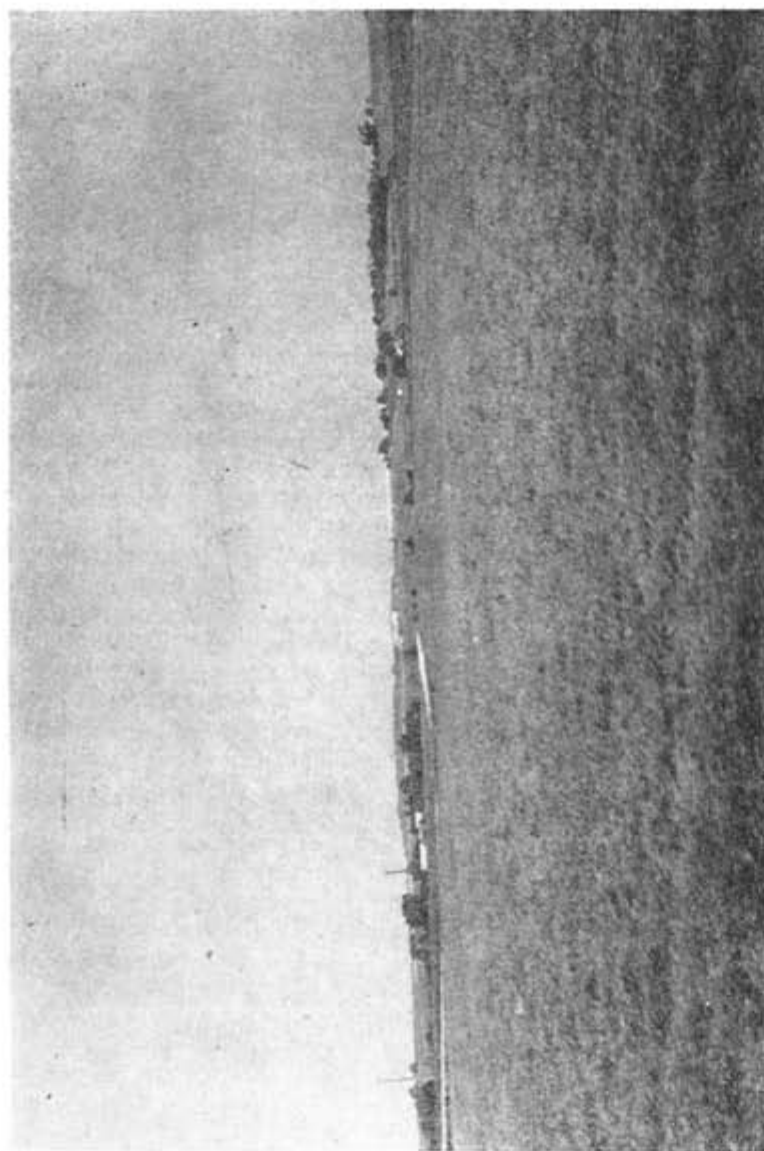


Fig. 2. Shores of the Baltic Ice Lake westwards from Rūdaičiai

the glacial lake water level. That is why there is no distinct shore forms of these lake basins. For a longer time the proximal shores of lakes were stable when the ice lobe was melting in the belt of Ankštakiai-Lenkimai-Darbėnai of the ice marginal formations.

The initial water updamming in the Sventoji river upper course is testified by eroded surface of ground moraine covered with boulders on the eastern distal shore at 45—40 m. abs. height. On the lower level (40—35 m) there is a flat or slightly undulated coastal plain covered by sand (to 1,2 m) layer in some places. Sand cover of various thickness, somewhere the flat washed-up hillocks appear from the sand. Their tops do not seem to be submerged if considered according to lithological data.

Sands of shore zone are various-grained and mixed with gravel. Farther from the lake shores the deposits consist of fine-grained sand and silt. Clayey silt occur in a narrow belt at the foot of Darbėnai-Lenkimai marginal morainic ridge. The layer is no more than 1/m. thick. The varved silt is underlied by gravel belonging to the glacial contact delta.

The surplus of water from the Sventoji river upper reaches flowed down the streamway, which are now used by Darba and Kulšė riverheads, into the lower situated glacial lake of abs. height 35—30 m. This lake was dammed at the southern margin of the depression in a narrow strip between the second and the third marginal morainic ridges.

The ancient Darba river carried here from the north a lot of sediments and formed a large sandy delta eastwards from Darbėnai town (abs. height 30—35 m). Similar delta was build up at Bartkeliai-Užparkasiai at the same level by Sloveita and Akmena rivers as well as by waters running down an unnamed valley eastwards from Darba river.

After the glacier's recession from the Lenkimai-Darbėnai end moraine ridge, water from the glacial lakes flowed out through the Akmena-Danė streamway to the south. Only a small water basin was left in the Darbėnai-Sventoji lowland.

At the Rūdaičiai-Lazdininkai-Laukžemė (the IV) end moraines the glacier front melted under the damming conditions, especially at Lazdininkai village, where it kept the above-mentioned lake dammed — the lake, where Kulšė and Darba rivers were running into.

At that time the prevailing west and northwest winds accumulated deltic sands into dune ridges overgrown now by lichen pine forest. The size, shape and location of dunes is caused by local conditions, but the wall-like dunes 8—13 m high and about 50 m long are prevailing.

Thickness of deltic sand reaches ca. 2 m in non-eolic relief, but in the dune area it is considerably greater. The sand is slightly horizontally layered, bed sorted and various-grained. Fine and very fine sand is prevailing (Klimavičienė, 1972).

5. Shore formations of the Baltic Ice Lake

During the North Lithuanian phase, when the recession of western Zemaitija ice lobe from Laukžemė-Lazdininkai-Rūdaičiai marginal ridge have begun, the melt water were collecting in the depression of ice lobe in a narrow strip between glacier's terminus (along Palanga-Liepoja highway) and its left marginal formations. Thus a new glacial lake was formed in the coastal plain. It extended over the western slopes (to 16 m above the sea level) of ridge mentioned, abraded and smoothed them a little (at Zibininkai, Liauleikiai), but no defined accumulative forms were created, except of outwash fans and Sventoji delta in the Laukžemė

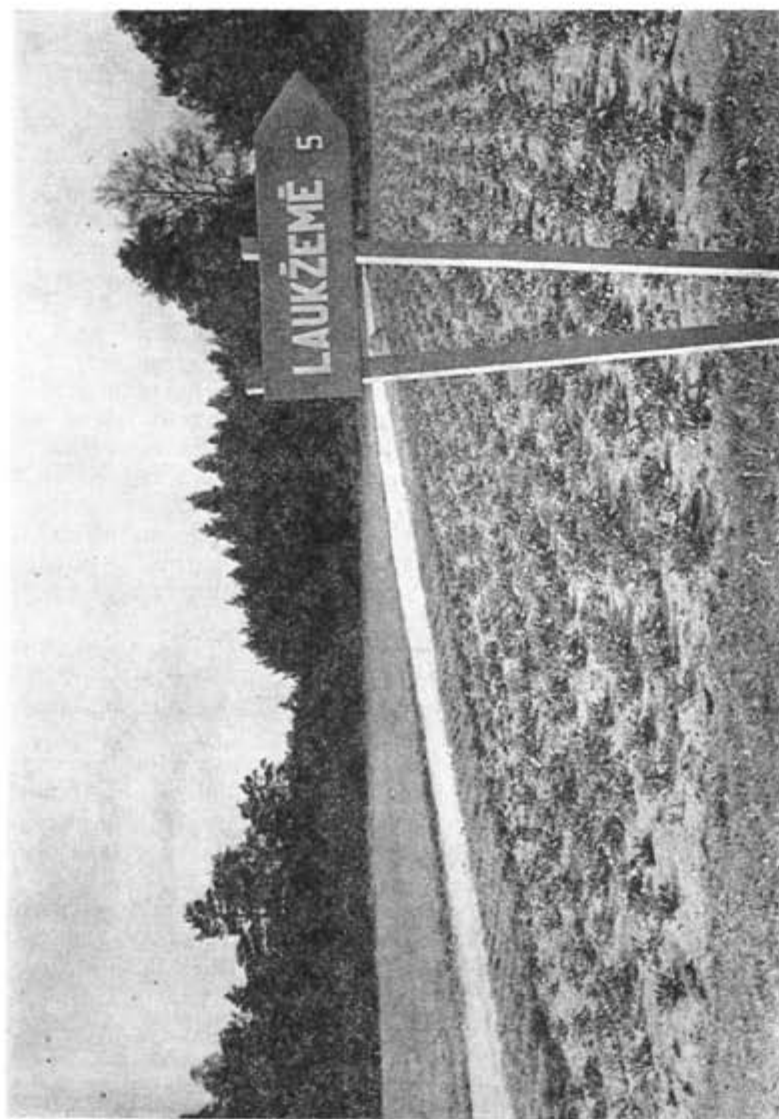


Fig. 3. Smooth surface of the Baltic glacial lake bottom to the south-west from Laukžemė village

forest. To the west from Lazdininkai village where the Darba river has fallen into this lake, there has been a big bay which is now well seen in topography of this area (Fig. 2). It should be noted that there is a deep valley-like depression in the Sub-Quaternary surface too. Sands were deposited on the bottom of glacial lake, whereas in the lowest-southern part (depression) varved clays occur to the east from Palanga town. The series of varved clays (now exploited over) show that this water basin existed for 45—65 years.

The surface of former glacial lake, inclined towards the sea, lies now 12—16 m above the sea level. Flat washed hills (often covered by sand) emerge from under sand in it, especially in the southern part. Blown sand hillocks (1,0—1,5 m high) and wall-like dunes (5 m high, 30—40 long) occur in the ancient delta area of Darba and Šventoji rivers. Šventoji and Darba rivers cut the terrace at their lower reaches. These rivers, when meeting on their way the beach ridge, turn along it, and only at their confluence the Šventoji river cuts through the ridge and flows winding on the Litorina marine terrace.

Meltwater basin deposits bedding on the boulder clay are 0,5 to 6,0 m thick (Gudelis, 1979). They are composed mostly of various grained sand with gravel interlayers. Eastwards from Palanga town there also were varved silts and clays up to 2 m thick. On the basin's shores sandy gravel prevails. This can be explained by a shallow occurrence of boulder clay and by abrasive activity of the lake at that time.

Lithological investigation of 5 m high wall-like dune carried out in the Darba delta region has shown that sands were redeposited some times.

We connect the beginning of ice front recession from the endmoraines of the North Lithuanian phase (Laukžemė-Lazdininkai-Rūdaičiai with the beginning of Bölling period (Gudelis, 1955), when climate became warmer. As ice lobe recessed into the Baltic Sea depression, local glacial lakes were drained, and land regime became dominating on the seacoast zone during the whole Middle Dryas and the most part of Alleröd (Gudelis, 1968, 1979). Due to transgression of the Baltic Ice Lake at the end of Alleröd and beginning of Late Dryas, water flooded the land again in the marginal morainic ridge at Kunigiškiai village. On the latter there was formed the above-mentioned beach ridge (BG II according to V. Gudelis) marking the shore of the former Baltic Ice Lake. In the second half of the Late Dryas a sudden regression of the Baltic Ice Lake set in, reaching the greatest value during the Yoldia stage. Again on the coast the land was set in. Only at the end of the Litorina period the sea level crossed the present shoreline. This sea has left an accumulative terrace lying now in the Palanga-Šventoji area at the height of 5,5 m above the m. s. l.

The terrace of the Baltic Ice Lake (BG II) stretches to the north from Palanga 9—12 m above the m. s. k; the beach ridge rises up to 13—14,5 m (Gudelis, 1976). The surface of terrace is undulated and covered with pine forest. The above-mentioned beach ridge extends along the eastern edge of the terrace. The thickness of terrace deposits reaches 1,3—4,5 m. The internal structure of the terrace is well exposed on the Šventoji river bank.

From the structure of this exposure we can see, that the terrace deposits were formed during three sedimentation cycles. First of all during the transgression of the Baltic Ice Lake the basal horizon was formed, then horizontally stratified sands and varved clays covered this horizon. Later on, during the regression of the Baltic Ice Lake, the upper sand complex with interlayers of coarser material was formed.

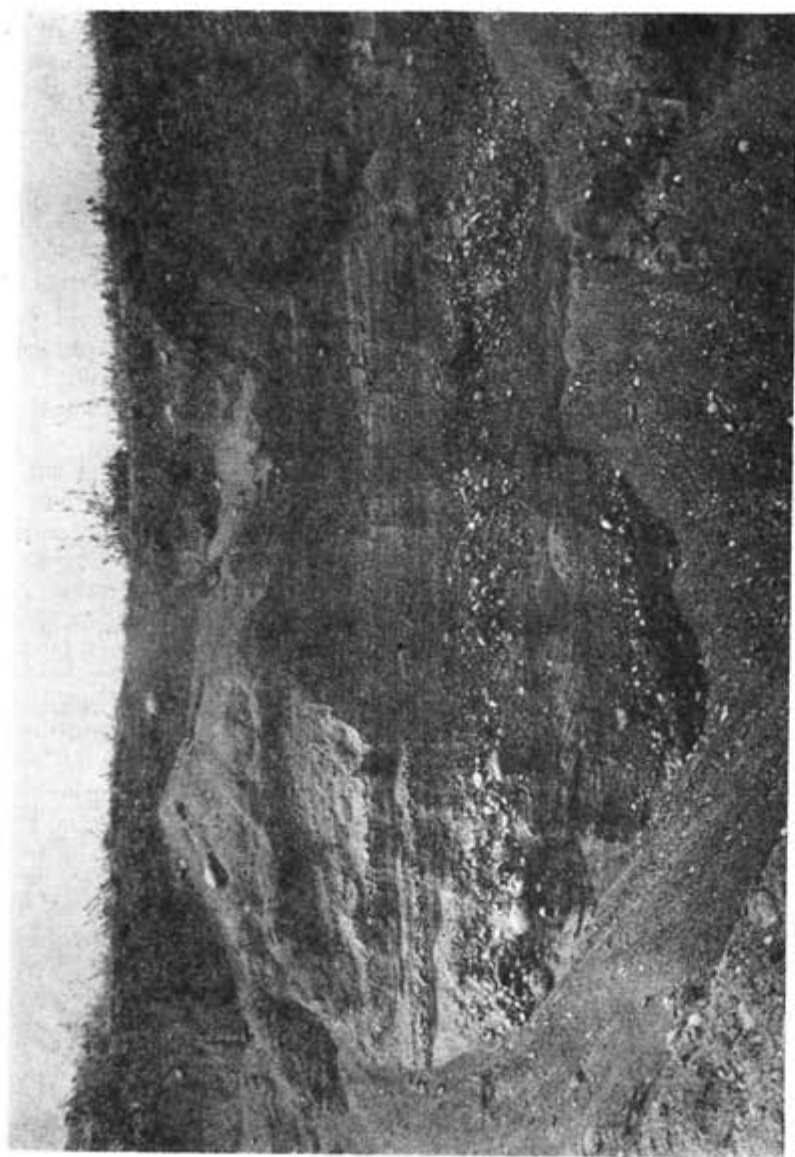


Fig. 4. Deposits of the Baltic Ice Lake's beach ridge in the Kunigiškiai gravel pit (upper layer)

A distinct accumulative shore form was left by the Baltic Ice Lake on the eastern edge of the terrace: a beach ridge stretching along the Palanga-Liepoja highway and consisting of sand-gravel-pebble deposits. The structure of this beach ridge can be seen in the gravel pits located at Kunigiškės village (north from Palanga) and on Latvian territory. Beach ridge, situated in the Latvian territory, consists of horizontally stratified various-grained sand with gravel-pebble interlayers. These deposits are about 4 m thick. Gravel with boulders underlies them. This is the basal horizon formed by abrasion of the substratum. A. Mikalauskas and A. Gaigālas (1973) attributed this lower gravel layer with boulders to the beach ridge of the Baltic Ice Lake. In the Kunigiškiai gravel pit — on the right side of the Palanga-Liepoja highway — the thickness of beach ridge deposits reaches about 1,5 m.

Going to the west, on the left side of highway mentioned there are gravel pits where the surface of ground moraine goes down ca. 3—4 meters, and the thickness of ridge deposits on it grows up to 3—3,5 m.

Conclusions

Two belts-zones (Rubiuliai-Kulupėnai and Rūdaičiai-Lazdininkai-Laukžemė) of ice marginal formations (end moraines) marking a longer stop-line of the ice front were distinguished out in the territory investigated. These belts are stretching along the marginal channels of the meltwater run-off. The ice marginal formations of Rubiuliai-Kulupėnai and Rūdaičiai-Lazdininkai-Laukžemė are to be correlated with the Middle Lithuanian and North Lithuanian ice recession phases correspondingly.

During the recession of ice from the Rūdaičiai-Lazdininkai ice marginal ridge, the local glacial lake with the shoreline found now at 14—16 m above the m. s. l. began to form. According to the varve measurements this basin existed about 45—65 years only.

It was previously thought (Gudelis, 1955, 1968), that the above mentioned coastal terrace and the corresponding shore formations belong to the initial phase of the Baltic Ice Lake (BG 1). However, they must be attributed to the so-called period of local glacial lakes in the Baltic Sea basin, not to the Baltic Ice Lake, which was formed later on (Gudelis, 1976).

REFERENCES

- BASALYKAS, A.: 1965. Lietuvos TSR fizinė geografiija, 11 t., Vilnius.
- BECONIS, M., GAIGALAS, A., GUEDELIS, V., KLIMAVICIENE, V. ir kt.: 1972. Lietuvos glacigeninio reljefo geomorfologinė-dinaminė analizė (Vakarų Lietuvos reljefo etalonų geomorfologiniai tyrimai Sventosios-Minijos tarpupyje). Rankraštis, Lietuvos TSR MA Geografijos skyrius, Vilnius.
- GUEDELIS, V.: 1955. Lietuvos TSR Baltijos pajūrio geol. raidos vėlyvajame glaciale ir postglaciale (holocene) pagrindiniai etapai. VVU Mokslo darbai, VII t., Vilnius.
- GUEDELIS, V.: 1968. Die Küstenentwicklung der südlichen Ostsee während der Spät- und Nacheiszeit. Beiträge zur Meereskunde, Bd. 4, Berlin.
- GUEDELIS, V.: 1978. Alte Strandlinien der Ostsee im Ostbaltischen Raum und die praktische Auswertung der Ergebnisse ihrer Untersuchung. Petermanns Geographische Mitteilungen N. 2, Gotha-Leipzig.
- GUEDELIS, V.: 1979. The history of evolution of the Lithuanian Sea-coast. In „Quaternary history of the Baltic Sea“, Stockholm.
- ВОНСАВИЧЮС В.: 1972. Субчетвертичная поверхность и ее отражение в современном рельефе и строении покрова четвертичных отложений Литвы. Материалы IV всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения, Рига.

- ГУДЕЛИС В.: 1976. История развития Балтийского моря. В кн. «Геология Балтийского моря». Вильнюс.
- КЛИМАВИЧЕНЕ В., МИКУТЕНЕ Л., ШВЯДАС К.: 1974. Рельеф междуречья Минии и Швянтойи (1. Геоморфологическая характеристика). Труды АН Литовской ССР, Серия Б, т. 5(84), Вильнюс.
- МИКАЛАУСКАС А., ГАЙГАЛАС: 1973. Литолого-структурная характеристика берегового вала Балтийского ледникового озера в пределах Литовской ССР, Труды АН Литовской ССР, Серия Б, т. 2(75), Вильнюс.
- МИКУТЕНЕ Л.: 1976. Рельеф междуречья Минии и Швянтойи (3. Особенности строения краевых образований). Труды АН Литовской ССР, серия Б, т. 3(94), Вильнюс.

ДЕГРАДАЦИЯ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА, РАЗВИТИЕ МЕСТНЫХ ПРИЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР И БАЛТИЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА НА СЕВЕРНОМ УЧАСТКЕ ЛИТОВСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

В. ГУДЕЛИС и В. КЛИМАВИЧЕНЕ

РЕЗЮМЕ

На основе дополнительно в последнее время проведенных геоморфологических исследований уточнены ход и хронология отступления ледника, возникновение и развитие местных приледниковых озер, а также Балтийского ледникового озера. Выделены две краевые полосы (гряды) более длительной остановки отступающего края ледника: Рубуйляй—Кулупенай (I) и Рудайчяй—Лаздининкай—Лаукжеме (IV). Первая из них связана с т. н. среднелитовской фазой, вторая — со северолитовской фазой деградации ледникового покрова. Отступление ледника с полосы второй краевой гряды привело к образованию местного приледникового озера, береговые образования которого расположены сейчас на абс. в. 14—16 м. Согласно варвометрическим данным, это озеро существовало недолго, всего около 45—65 лет. Затем в результате отступления ледника в котловину Балтийского моря это приледниковое озеро было спущено и на описываемой территории начался длительный период континентального режима (бёллинг-средний дриас-аллерёд).

В начале позднего дриаса на северном участке побережья Литвы произошла трансгрессия Балтийского ледникового озера (БЛО). Береговой вал этого водоема находится на абс. высоте 11—12 м. (Паланга—Швянтойи).

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ДРЕВНЕБЕРЕГОВЫХ УРОВНЕЙ ЮВ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Ж. ГЯЛУМБАУСКАЙТЕ, Вильнюс

Абразионно-аккумулятивный рельеф современных шельфов характеризуется слабой террасированностью, бровки террас и их тыловые швы часто нечетко выражены на поперечных профилях подводного склона. На эхограммах и батиметрических картах не всегда удается выделить террасовые уровни, что создает трудности при изучении истории развития и картировании подводного рельефа.

Подводный склон ЮВ части Балтийского моря, с точки зрения палеогеографического развития и проявления неотектонических движений является одним из наиболее интересных и мало изученных в Прибалтике (Лукошявичюс, 1974). Для геоморфологического картирования прибрежной подводной террасированной абразионно-аккумулятивной равнины и ее склона ЮВ части Балтийского моря мы применили один из новых методов структурно-геоморфологического исследования современных шельфов — метод отличительных линий (Ласточкин, 1977, 1978). Впервые метод на акватории ЮВ Балтики был использован при картировании и датировке субаквальных древнебереговых образований Балтийского водоема (Гялумбаускайте, Лукошявичюс, 1981) и для оценки деформаций древних береговых уровней июльдевой, анциловой и литориновых стадий Балтийского моря.

Сущность метода состоит в фиксации на поперечном профиле подводных склонов зон повышенных и пониженных уклонов и изменения этих уклонов с глубиной. Осевые линии указанных зон, соответствующие экстремальным значениям уклонов и линиям перегибов склонов, и являются отличительными линиями. Они фиксируют этапы наиболее быстрого или наиболее медленного подъема уровня моря (отличительные линии I рода), а также моменты изменения скоростей трансгрессий или отсутствие таких изменений (отличительные линии II рода). Выделенные отличительные линии I рода, которые проявляются как осевые линии террасовых площадок и уступов, и отличительные линии II рода, которые проявляются как тыловые швы и бровки террас, приурочены к равным или близким глубинам в пределах различных склонов и отражают расположение разновозрастных древнебереговых образований (Ласточкин, 1978). Корреляция установленных однотипных линий с промерными, литолого-фациальными и маринопалинологическими данными позволила выделить разновозрастные террасовидные поверхности, связанные с определенными стадиями развития Балтийского моря в голоцене.

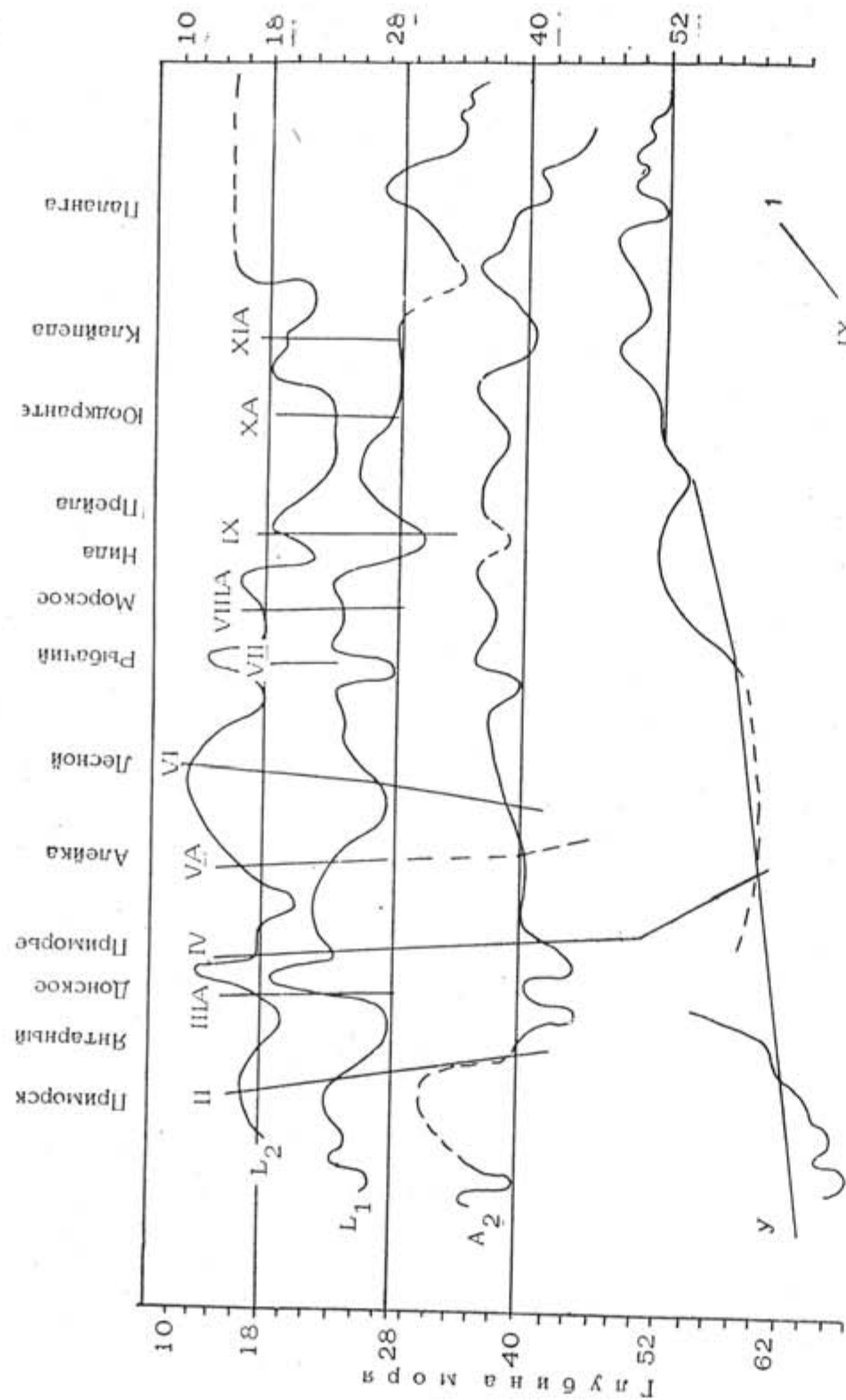


Рис. 1. Спектрограмма древнебереговых линий ЮВ части Балтийского моря
1 — расположение литологических разрезов

Анализ разновозрастных абразионно-аккумулятивных террасовидных поверхностей позволил составить спектрограмму древних береговых линий (рис. 1). На графиках четко выделяется истинное (абсолютное) положение уровня моря во время образования соответствующего комплекса береговых форм.

Наиболее глубокая субаквальная древнебереговая полоса по отличительным линиям на спектрограмме выявляется на глубине от 52 до 62 м, с уклоном 5,2 см/км с севера на юг. Такой уклон древнебереговой линии, по-видимому, связан с позднеледниковыми гляциоизостатическими движениями, амплитуда которых, по В. К. Гуделису (1973), достигала 10—15 м, а проявление прекратилось с бореального (анцилового) времени. По промерным данным и спорово-пыльцевым анализам колонок, наиболее глубокую (60—70 м на юге и 50—55 м на севере исследуемой акватории) субаквальную полосу древнебереговых образований следует принять за уровень Иольдиевого моря (Y) (Лукошявичюс, 1972).

Другой уровень на спектрограмме древнебереговых линий выделяется на глубине —40 м и переходит в террасовидные абразионно-аккумулятивные поверхности, прослеживающиеся на глубине 40—45 м и 47—63 м (рис. 2). На такой же глубине 40—42 м у южного побережья Самбийского полуострова и на 38—40 м у прикорневой части косы Куршю Нярия прослеживается субаквальный древнебереговой уступ, по промерным данным переходящий в террасовидные абразионно-аккумулятивные поверхности. По литолого-фациальным и палинологическим данным субаквальные древнебереговые образования на глубине от 40 до 52 м соответствуют уровню максимального спада Анцилового озера (A₂).

Следующий уровень древнебереговой линии Балтийского моря по отличительным линиям зафиксирован на глубине —29 м, а полоса террасовидных абразионно-аккумулятивных поверхностей прослеживается до глубин 43—45 м (см. рис. 2). По промерным данным рассматриваемая древнебереговая линия проходит на глубине 29—30 м у Самбийского полуострова и 27—28 м у прикорневой части Куршю Нярия. По литологическим и спорово-пыльцевым анализам колонок здесь установлена кратковременная остановка наступления Литоринового моря (L₁).

Самая верхняя в разрезе субаквальная древнебереговая линия Балтийского водоема выделяется на глубине —18 м. Абразионно-аккумулятивная террасовидная поверхность прослеживается на глубине от 18—20 м у Вислицкой косы и Самбийского полуострова до 13—15 м в районе г. Паланги. По литолого-фациальным и маринопалинологическим данным она сопоставляется со второй волной Литориновой трансгрессии (L₂) (см. рис. 2).

Фрагменты террасовидных поверхностей на глубине до 17—18 м, соответствующие уровням древнебереговых образований B₁, B₂, A₁ и L₃, неоднократно находились в зоне активного волнового воздействия, что полностью лишило возможности провести их литолого-фациальный и маринопалинологический анализ (Лукошявичюс, 1972).

После того, как мы провели геоморфологическое картирование субаквальных древнебереговых полос и уточнили истинную (абсолютную) высоту уровня моря во время образования соответствующего комплекса береговых форм, мы попытались проанализировать отклонение величины деформаций от истинной (абсолютной) высоты уровня моря, полученных нами на спектрограмме древних береговых линий, и составить схему относительных вертикальных движений голоцена.

По древнебереговой линии второй волны литориновой трансгрессии на юго-восточном склоне Гданьской впадины (L₂, ист. уровень — 18 м)

выделяются зоны поднятия между г. Балтийск и г. Приморск (деформация +1 м) и между пос. Донское и пос. Приморье (деформация до +6 м) (см. рис. 1). По литологическим разрезам у Вислинской косы на глубине 18—20 м прослежена аккумулятивная терраса шириной до 5 км, покрытая алеврито-мелкопесчаным терригенным материалом, которая на юго-западном склоне Самбийского полуострова переходит в абразионную террасу. На траверзе г. Приморск (раз. II, колонка 410) нечетко выраженный уступ второй волны литориновой трансгрессии прослеживается на глубине 15 м и переходит в абразионную террасовую площадку с выходами на поверхности плейстоценовых отложений. Терраса у пос. Донское (раз. III A) и у мыса Таран имеет облик бенча на глубине 13—18 м. На траверзах пос. Приморье (раз. IV, колонка 1607) и пос. Алейка (раз. V A, колонка 393) подножье уступа второй волны литориновой трансгрессии выделяется на глубине 17,5—19 м. Сверху уступ покрыт гравийно-галечными осадками.

На спектрограмме по древнебереговой линии второй волны литориновой трансгрессии на подводном береговом склоне у прикорневой части косы Куршю Нярия выделяются два поднятия: в районе пос. Лесной до +6 м и пос. Рыбачий до +5 м. Севернее г. Нида зона поднятия переходит в зону опускания до -6 м, которая севернее г. Клайпеда снова переходит в зону поднятия до +3 м. По литологическим разрезам (Лукошьявичюс, 1972), на траверзе пос. Лесной (раз. VI, колонки 387, 1639) подножье древнеберегового уступа прослеживается на глубине 11—12 м. Террасовая площадка сужается, поверхность ее осложнена грядами моренных останцов. На траверзе пос. Рыбачий (раз. VII, колонки 384, 385) древнебереговой уступ не зафиксирован, но на глубине 20—25 м на поверхности широкой (4—5 км) террасовой площадки появляется серый твердый суглинок. К северу от г. Нида зона поднятия переходит в зону погружения. В районе пос. Прейла (раз. IX, колонка 583) подножье древнеберегового уступа прослежено на глубине 22,5 м, пос. Юодкранте (раз. X A, колонка 587) — 24 м, пос. Смильтине (раз. XI A, колонка 591) — 18,5 м. В грунтовых колонках пробурена 0,5—1 метровая толща крупнозернистого и среднезернистого песка с обилием раковин литориновой фауны. Террасовая площадка плохо выражена, узкая, от 200 до 400 м, местами переходит в пологий аккумулятивный подводный береговой склон.

Деформации, полученные по древнебереговой линии первой волны литориновой трансгрессии (L₁, ист. уровень -29 м), на спектрограмме достигают +11 м в районе мыса Таран (см. рис. 1). Зона поднятия протягивается от Вислинской косы до г. Нида, и только в районе Пранеманской долины переходит в зону погружения. Поднятие до +5 м прослеживается между г. Балтийск и Приморск, до +4 м — между пос. Рыбачий и г. Нида.

На литологических разрезах древнебереговой уступ первой волны литориновой трансгрессии (L₁) и к нему примыкающая широкая абразионно-аккумулятивная терраса довольно четко выражена по всему подводному склону от Вислинской косы до г. Паланга. У Вислинской косы подножье клифа нечетко фиксируется на глубине 24—26 м. У западного побережья Самбийского полуострова (раз. II, колонка 412, 413) уступ имеет перепад высоты 8—10 м, прикрыт песчано-гравийными осадками. На глубине 25—27 м подножье уступа переходит в выпуклую (до +4 м) банкообразную террасовую площадку шириной до 4 км, на поверхность которой выходит темно-серый моренный суглинок с галькой. Обнаруженные на поверхности террасы Fe — Mn конкреции свидетельствуют об отсутствии здесь процесса аккумуляции (Лукошьявичюс, 1972).

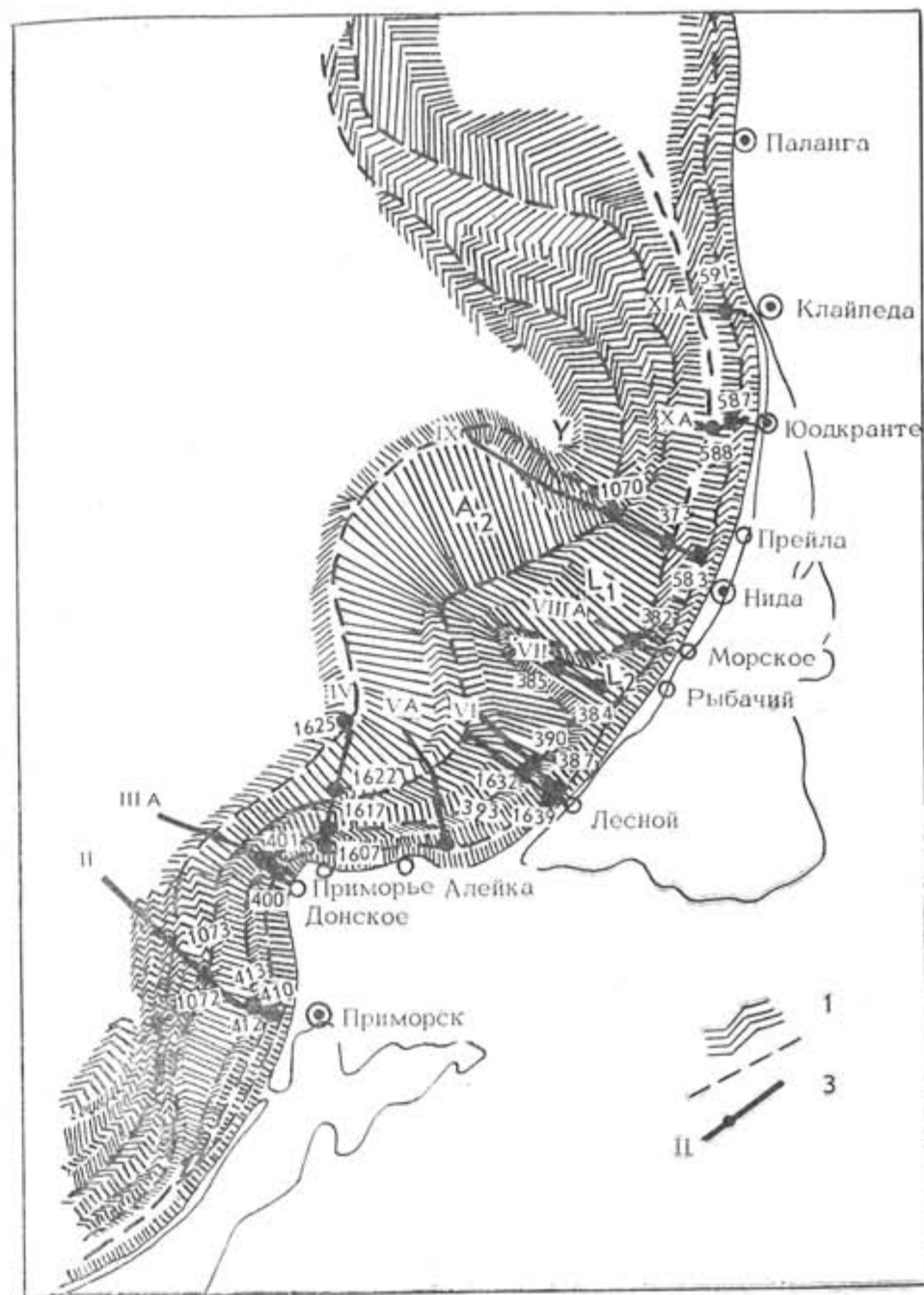


Рис. 2. Схема однообразных абразионно-аккумулятивных поверхностей ЮВ части Балтийского моря

1 — террасовидные абразионно-аккумулятивные поверхности. 2 — границы однообразных абразионно-аккумулятивных поверхностей. 3 — расположение литологических разрезов

На траверзах пос. Донское (раз. III A, колонка 400) и пос. Приморье (раз. IV, колонка 1617) подножье уступа фиксируется на глубине 25 м; уступ переходит в аккумуляционную террасовую площадку шириной до 2,5—3 км. У пос. Лесной обнаружен древнебереговой уступ высотой 8—10 м первой волны литориновой трансгрессии (раз. VI, колонки 1632, 390), подножье которого находится на глубине 26—28 м. Подножье уступа на траверзе пос. Морское (раз. VIII A, колонка 382) нечетко прослеживается на глубине 26 м, у пос. Прейла (раз. IX, колонка 373)—30—32 м, у пос. Юодкранте (раз. X A, колонка 588) — 29 м. Уступ переходит в аккумуляционную террасовую площадку шириной до 4—6 км, которая резко сужается в районе г. Клайпеда. Севернее г. Клайпеда терраса имеет характер бенча. Здесь на поверхности террасовой площадки появляются моренные суглинки.

Древнебереговая линия максимального спада Анцилового озера (A_2) на спектрограмме прослежена на глубине 40 м. Самые большие деформации (до +8 м) этой линии выявлены на юго-восточном склоне Гданьской впадины. В районе между поселками Донское и Приморье выделяется зона погружения до -4 м, переходящая в зону равновесия в районе между городами Светлогорск и Зеленоградск. Севернее пос. Лесной снова выявляется поднятие до +2—+3 м, протягивающееся до г. Клайпеда. Зона погружения в районе г. Клайпеда слабо выражена от -0,5 до -1 м, и севернее снова переходит в зону поднятия до +2—+3 м. По литологическим разрезам у южного побережья Самбийского полуострова прослежен уступ высотой 10—12 м, подножье которого (раз. II, колонки 1072, 1073) находится на глубине 40—42 м. Склон уступа покрыт песчано-гравийными отложениями. Фрагмент уступа, выработанный в палеогеновых отложениях, подножье которого находится на глубине 43—45 м, зафиксирован на траверзе пос. Приморье (раз. IV, колонка 1622). У пос. Лесной подножье уступа находится на глубине 38—40 м и переходит в аккумуляционную террасовую площадку. Древнебереговая линия максимального спада Анцилового озера (A_2) на траверзе пос. Прейла (раз. X, колонка 1070) выделяется на глубине 40 м. По промерным данным и литологическим разрезам проследить террасы и их деформации анциловой регрессии севернее траверза пос. Прейла не удалось.

Уступ Иольдиевого моря (см. рис. 1) на подводном береговом склоне юго-восточной Балтики по отличительным линиям четко прослежен от Вислинской косы до пос. Донское и от пос. Рыбачий до г. Паланги. Древнебереговая линия Иольдиевого моря с севера на юг прослеживается на глубине от 52 до 62 м. По иольдиевой древнебереговой линии ярко выражено одно поднятие между пос. Рыбачий и г. Нида, которое достигает +4—+5 м. Промерно-литологических разрезов, затрагивающих террасы Иольдиевого моря, не имеется (Лукошявичюс, 1972).

Таким образом самые большие положительные деформации по отличительным линиям получены на юго-восточном склоне Гданьской впадины по древнебереговой линии трансгрессии первой волны Литоринового моря (L_1 до +5 м) и по древнебереговой линии максимального спада Анцилового озера (A_2 до +8 м), а в районе Самбийского полуострова по древнебереговым линиям Литориновых морей (L_2 до +6 м и L_1 до +11 м). В районе пос. Лесной деформация до +6 м выявляется по древнебереговой линии второй волны Литоринового моря (L_2). Зона отрицательных деформаций по древнебереговой линии второй волны литориновой трансгрессии (L_2 до -6 м) выделяется в прикорневой части косы Куршю Нярия между г. Клайпеда и г. Нида. Зоны поднятий и погружений древнебереговых уровней Балтийского моря, выделенные

по отличительным линиям, коррелируются с деформациями тех же уровней, которые прослеживаются по литологическим разрезам. По древнебереговой линии L_2 поднятие до +6 м выделяется в районе пос. Лесной (раз. VI), а по древнебереговой линии L_1 — до +4 м (раз. II) между г. Балтийск и г. Приморск, до +5 м (раз. IV, V A) между пос. Приморье и пос. Лесной. Зона погружения до -6 м (раз. X A), выделяется в районе г. Юодкранте по древнебереговой линии второй волны Литоринового моря (см. рис. 1).

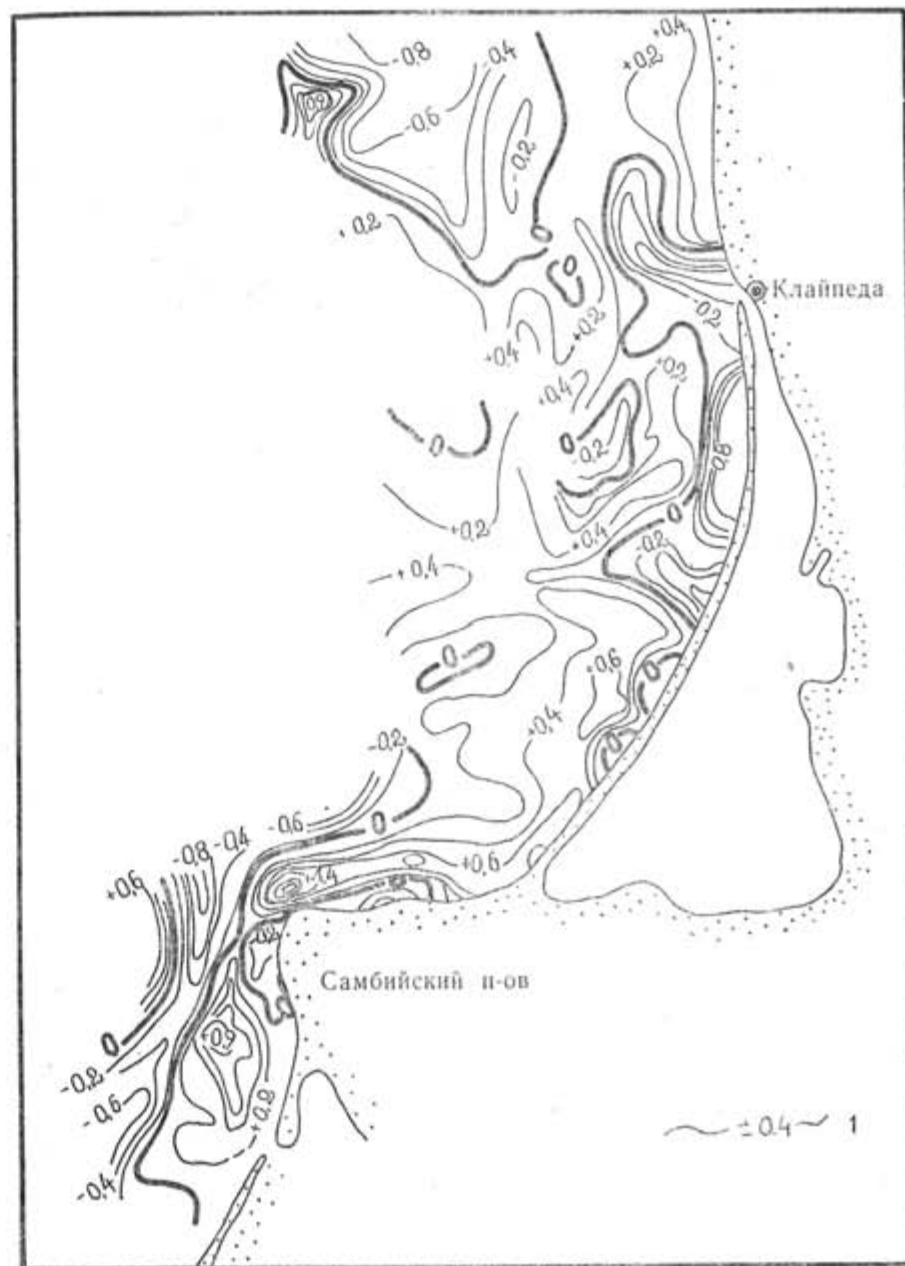


Рис. 3. Схема скоростей вертикальных движений голоцена
1 — линии равных величин скорости (мм/год)

Итак, мы подошли к завершающему этапу — к схеме относительных вертикальных движений голоцена. Разделив величину деформации субаквальных древнебереговых линий на абсолютный возраст соответствующей береговой линии, мы получили среднюю скорость за последние 10 000 лет (рис. 3). Самые большие относительные скорости поднятия выделяются в районе Самбийского полуострова (на траверзе мыса Таран достигают +1,4 мм/год) и на ЮВ склоне Гданьской впадины (до +1,0 мм/год). Самые большие скорости опускания — 0,7—0,8 мм/год можно проследить на СЗ от г. Клайпеда и южнее в прикорневой части косы Куршю Няря. Примерно такие же величины 0,1—0,7 мм/год относительных скоростей поднятия в голоцене по деформациям уровней террас получены и в Калининградской области (Додонов, Наместников, Якушева, 1976).

Мнения об активизации дифференцированных тектонических движений голоцена придерживаются В. К. Гуделис (1961, 1973), Л. Э. Берзинь (1969), Л. Э. Берзинь, Н. К. Озолин (1972) и другие авторы.

Нами выявленные деформации древнебереговых линий Балтийского водоема позволили попытаться оценить амплитуду движений, происходивших за последние 10 000 лет на ЮВ части Балтийского моря.

Но при количественной оценке дифференцированных тектонических движений следует учитывать факторы, осложняющие определение величины деформации субаквальных древнебереговых линий. К этим факторам следует относить полигенетическое происхождение субаквальных абразионно-экзарационных клифов и к ним примыкающих абразионно-аккумулятивных поверхностей, условия образования береговых террас, определяемые гидродинамикой берега и литологией пород побережья. Указанные факторы влияют на гипсометрический уровень древних береговых форм и осложняют определение (картирование) их истинной (абсолютной) высоты.

Хотя комплекс древних береговых форм (древнебереговые линии и террасы) считается самым надежным репером при определении направления и масштаба новейших послеледниковых вертикальных движений, процессы динамики морских берегов должны учитываться при расчетах величины деформации древнебереговых линий.

Для количественной оценки относительных вертикальных тектонических движений послеледниковья мы использовали только закартированные гипсометрические уровни древнебереговых линий Балтийского водоема, но нами полученные величины деформаций могут быть несколько завышены за счет влияния нетектонических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕРЗИНЬ Л. Э.: 1969. Основные черты новейшей тектоники территории Латвийской ССР. Автореф. канд. геол.-мин. наук. Москва.
 БЕРЗИНЬ Л. Э., ОЗОЛИНЬ Н. К.: 1972. К тектонике Рижского залива. Сб. Морская геология и геофизика, вып. 3, изд. «Зинатне», Рига.
 ГУДЕЛИС В. К.: 1961. Неотектонические движения на территории восточной Прибалтики. Материалы совещания четвертичного периода, т. 1, Москва.
 ГУДЕЛИС В. К.: 1973. Современные после и позднеледниковые движения земной коры Прибалтики. Сб. Современные движения земной коры, № 5, Тарту.
 ГУДЕЛИС В. К.: 1973. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Изд. «Минтис», Вильнюс.
 ГЯЛУМБАУСКАЙТЕ Ж. А.; ЛУКОШЯВИЧЮС Л. С.: 1981. Применение метода отличительных линий при картировании субаквальных древнебереговых образований ЮВ части Балтийского моря. Тр. АН Лит. ССР, Б. т. 2(123), Вильнюс.
 ДОДОНОВ А. Е., НАМЕСТНИКОВ Ю. Г., ЯКУШЕВА А. Ф.: 1976. Новейшая тектоника юго-восточной части Балтийской синеклизы. Изд. МГУ, Москва.

- ЛАСТОЧКИН А. Н.: 1977. Комплекс геолого-геофизических исследований нефтегазоносных областей на суше и шельфе. Сб. Методика геолого-геоморфологических исследований нефтегазоносных областей, Тр. ВНИГРИ, вып. 393, Ленинград.
 ЛАСТОЧКИН А. Н.: 1978. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Изд. «Недра», Ленинград.
 ЛУКОШЯВИЧЮС Л. С.: 1972. Геология субаквальных поздние и послеледниковых отложений и геоморфология дна юго-восточной Балтики. Дис. канд. геол.-мин. наук, Вильнюс.
 ЛУКОШЯВИЧЮС Л. С.: 1974. О некоторых особенностях методики картографирования субаквальных древнебереговых образований юго-восточной Балтики. Сб. Вопросы методики геоморфологического картографирования рельефа Литовской ССР, изд. «Периодика», Вильнюс.

METHODS AND RESULTS OF STUDY OF THE DEFORMATIONS OF ANCIENT SHORE LEVELS OF THE SOUTH-EASTERN PART IN THE BALTIC SEA

by

Z. GELUMBAUSKAITE

ABSTRACT

The mapping of separating lines permits to fix the stages of the most rapid or slow elevation of the sea level (separating lines of the first order), as well as the moments of change of the velocities of transgressions (separating lines of the second order). The monotypical separating lines are distinguished in the south-eastern continental slope. It allowed to define more exactly the extent and hypsometric levels of subaqueous ancient shore formations. The correlations of the data, obtained with sounding, lithologic-facial, and marine-palynologic data gave the possibility to compile a spectrogram of ancient shore lines of Yoldia (Y), Ancylus (A₂), and Litorina (L₁, L₂) stages of the Baltic Sea area. The true (absolute) height of the sea level during the formation of a corresponding complex of shore forms is defined more exactly on the spectrogram and the values of deviations from the true (absolute) heights are analysed. The zones elevations and submergences distinguished by separating lines are correlated with the deformations of just those levels which are found on the base lithologic sections.

**DYNAMIC CONDITIONS OF SEDIMENT DIFFERENTIATION AND
DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS IN THE NEAR-SHORE PART OF
THE CONTINENTAL SHELF**

by

Yu. S. DOLOTOV, Moscow

The study of recent sedimentogenesis, of principal factors and dynamic conditions of the sediment differentiation and depositional processes, on the one hand, enables to determine the general criteria of the individual sediment genetic types in the near-shore part of the continental shelf. On the other hand, the regularities are necessary for the environmental reconstructions of the ancient sedimentary strata in the basins of different age. For this reason it is clear why great attention is paid by geologists to these problems.

In this article some results are considered of such studies, carried out by author, F. A. Shcherbakov, M. G. Jourkevitch, R. A. Stauskaitė, V. I. Kirlyš, R. B. Zaromskis, I. I. Shourko, N. A. Aybulatov and other Soviet specialists. Some principal schemes and conclusions from the monographies of V. P. Zenkovitch, V. V. Longuinov, O. K. Leontiev, A. A. Aksenov and others' are used too.

The data were obtained mainly in the course of detailed stationary natural work in the sand coasts of the Baltic and Black seas, carried out by the Institute of Oceanology (of the USSR Academy of Sciences), Department of Geography (of the Lithuanian SSR Academy of Sciences) and other scientific institutions beginning from 1962.

The first part of the article deals with the principal factors and the peculiarities of the sediment differentiation process on the surfaces of the sea-bottom and beach.

On the one hand, the principal hydrodynamical factors responsible for sedimentation (waves, wave run up and run off, currents) have been explored. They condition the specific depositional environments. On the other hand, the mechanism of sediment differentiation and deposition (down to depths of 12—15 m) has been observed. Changes of the sediment granulometric and mineralogical composition depend on sediment movement and bottom-relief. They were determined through studies of data of repeated bottom-sounding and sediment-sampling.

In particular it is necessary to note, that in the nearshore shelf zone of the stationary shore areas under study the recent sediment is of a monogenetic nature. For this reason different parameters of the sediment granulometric and mineralogical composition are good indicators of the

dynamic conditions and the environment of deposition, that is of the hydrodynamic activity in each zone.

The pattern of hydro- and lithodynamical processes, as it will be seen further, is responsible for the character of the sediment differentiation and the formation of certain sediment types. For this reason in the upper (near-shore) part of the shallow-water continental shelves three zones may be distinguished (Shcherbakov, Rozhkov, Yourkevitch, Dolotov, 1975; Shcherbakov, Dolotov, Rozhkov, Yourkevitch, 1978) corresponding to the three generally accepted morpho-dynamical zones.

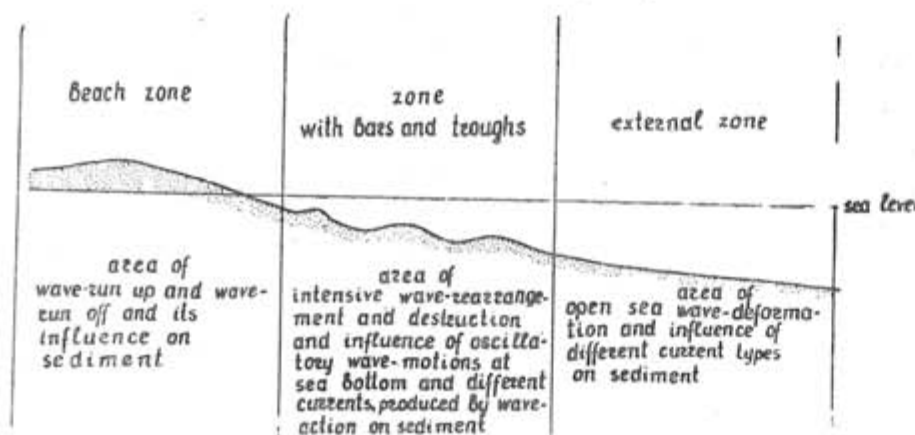


Fig. 1. Zonation of the hydro- and lithodynamical processes in upper part of the shallow-water continental shelf (After Shcherbakov, Rozhkov, Yourkevitch and Dolotov, 1975)

The first zone is external (Fig. 1). This zone extends from the outer boundary of the area with the wave effect on the sea bottom to the beginning of the zone with bars and troughs. This is the area of the open sea wave deformation due to the friction at the bottom and of the influence on sediment mainly by different types of currents.

The second zone is middle. This is the area with submarine bars and troughs and it corresponds to the zone of the intensive rearrangement and destruction of the open sea waves in the shallow-water area, and intensive influence on sediment of the oscillatory wave-motions near seabottom and different currents, produced by wave-action. This zone is characterized by high turbulent energy.

The third zone is inner. This is the beach zone, the area with the influence of flat wave-run up and wave-run off (swash and backwash), generated by the wave-destruction and which is characterized by alternation of the water movement direction: landward (swash) and seaward (backwash).

The three mentioned zones, as it will be seen further, differ considerably in the dynamic conditions and the environment of deposition.

Each wave-phase (wave-strength rise, wave-stabilization and wave-extinction) is characterized by a specific hydrodynamic regime in the upper part of the shelf, that is by wave-parameters, character of the undertow and of the near-shore current-system, the position and stability of the breaker zone, the character and intensity of the water- and sediment exchange between different bottom areas (Longuinov, 1963; Aybulatov, Dolotov, Orlova, Yourkevitch, 1966; Kirlyys, 1971; Dolotov, 1977).

During the wave-strength rise (Fig. 2A) there are significant wave-parameters and high flood is often observed. For this reason the compensative undertow takes place both seawards (the rip currents) and along-shore (the alongshore currents). Due to instability of wave-regime, change of the breaker zone position and high flood gradient, intensive water- and sediment exchange between the different zones occur. Velocities in backwash exceed velocities in swash. As a result, a seaward winnowing of sedimentary material beyond the beach limits takes place. Under these conditions of the water- and sediment- movement seawards, high current velocity leads to dynamic conditions favourable for the sea-bottom erosion.

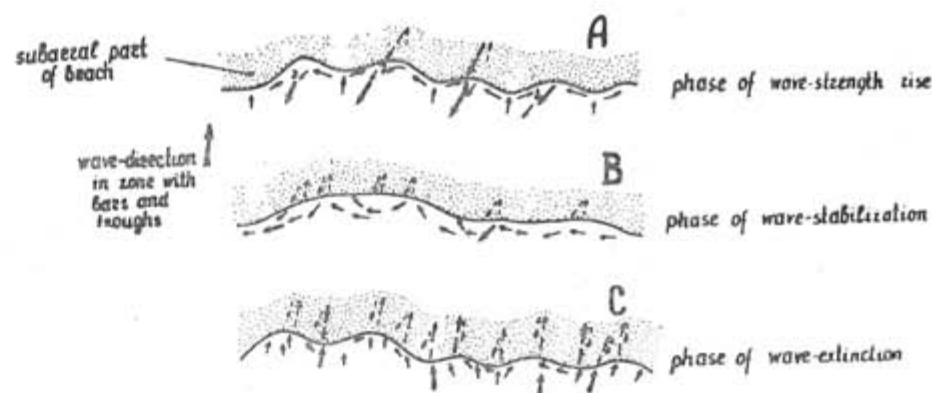


Fig. 2. The water circulation and sediment-transport direction during different wave-phases (After Kirlyys, 1971)

The wave-stabilization phase (Fig. 2B) is also characterized by significant wave-parameters, high flood and intensive undertow. As a result, a tendency of the water- and sedimentary material movement seawards is apparent. However the relatively stable wave regime, the relatively constant position of the breaker zone and relatively constant flood gradient cause a decrease of the transversal water- and sediment- exchange. Velocities in backwash still exceed velocities in swash, and the erosional processes go on, until the beach slope reaches the dynamic equilibrium state. Such state is shown in Fig. 2B. On the sea-bottom the localization of the currents (of alongshore direction) within bars and troughs is noted and there are conditions favourable for erosion too.

During the wave-extinction phase (Fig. 2C) the wave-height, the flood gradient and the compensative undertow decrease. As a result, the water- and sediment- movement landward dominates on the sea-bottom. Due to instability of wave-regime and the breaker zone position, the intensive water- and sedimentary material exchange between the different zones is observed. On the beach the velocities in swash exceed the velocities in backwash. For this reason there are dynamic conditions favourable for the depositional processes on both the beach and sea-bottom.

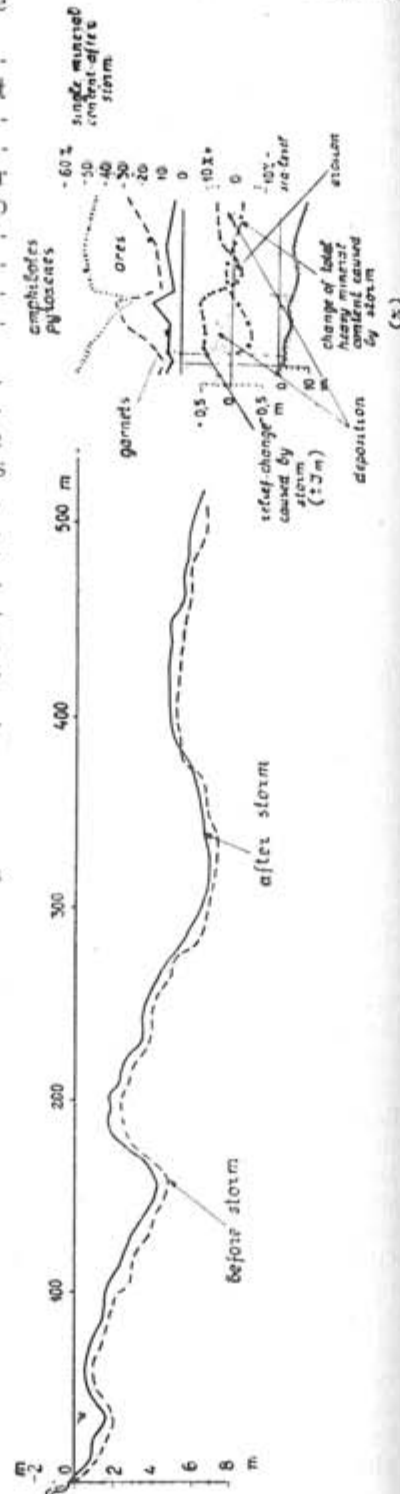
As a whole during the storm period the character of the sediment differentiation process and the character of depositional environments depend both—upon each wave- phase duration (the storm-structure) and the wave-approach (Dolotov, 1977). As it was shown above, the environmental and dynamic conditions of sedimentation change from phase to phase, and therefore the entire duration and relative role of

each phase affect the actions of wave-, wave-run up and wave-run off (swash and backwash) and current during any single storm. The difference in the wave-approach to shore leads to variable conditions for sediment movement and supply in the upper part of the shelf.

Based on the repeated natural measurements, it has been determined, that on the beach and the sea-bottom the superficial sediment differentiation takes place under conditions of the deposition or erosion as a whole, that is there are two types of the relief- and the sediment-granulometric and mineralogical composition changes (Dolotov, 1967; Dolotov, Kirly, 1969; Dolotov, Stauskaitė, 1970; Dolotov, 1977).

In case the storm period is characterized by the prevailing normal wave-approach and a long duration of the wave-extinction phase (under conditions of a considerable amount of sediment), the finer sediment movement landwards, from the lower to the upper parts of the sea-bottom zone, will become basic „relief-reworking“ and „sediment-transporting“ process. On the beach the sediment movement upslope prevails. This process is characteristic, as shown above, for just the wave-extinction phase. Under these conditions the marks, left by wave-, current- and backwash erosional actions during the wave-strength rise and wave-stabilization phases usually are not preserved. As a result, favourable conditions for the depositional processes are created during storm (Dolotov, 1967; Dolotov, Stauskaitė, 1970). Fig. 3. clearly illustrates the foregoing on the scale of J (value of the resultant relief-reworking wave-action, or the mean relief-change intensity). This value has the „plus“ symbol (Aksenov, Vasiliev, Dolotov, Kalinenko, Kostoglodov, Nevesky, Novikova, Pavlidis, Yourkevitch, 1977). Under these dynamic conditions submarine bars increase in height and troughs are filled in by finer sediment.

Fig. 3. Superficial sediment mineralogical differentiation during the storm period under conditions favourable for depositional processes (After Dolotov and Stauskaitė, 1970, Aksenov, Vasiliev, Dolotov, Kalinenko, Kostoglodov, Nevesky, Novikova, Pavlidis and Yourkevitch, 1977 and Stauskaitė, 1963—1964)



In the course of granulometric differentiation (Dolotov, 1967, 1977) the superficial bottom sediment mean grain size (value of the median diameter M_d) decreases and the content of both small size fractions (0,1—0,25 and <0,1 mm) increases.

Under these dynamic conditions the mineralogical differentiation of superficial sediment leads to a decrease of the heavy mineral total content in the zone with bars and troughs (Dolotov, Stauskaitė, 1970; Aksenov, Vasiliev, Dolotov, Kalinenko, Kostoglodov, Nevesky, Novikova, Pavlidis, Yourkevitch, 1977), which is also clearly seen on the scale (Fig. 3).

After such storms (with conditions favourable for deposition) the content of the more light minerals (amphiboles and pyroxenes) greatly exceeds the content of the heavier ones — ores (ilmenite, hematite, magnetite, leucogene) and particularly garnets (Stauskaitė, 1963—1964; Dolotov, Stauskaitė, 1970).

In case the storm period is characterized by the prevailing oblique wave-approach, a brief duration of the wave-extinction phase and a significant relative role of other wave-phases (wave-strength rise and wave-stabilization), the process of bottom erosion, a washing away of sedimentary material seawards and toward the near-by shore areas becomes the basic „relief-reworking“ process. This is especially characteristic just for the phases of wave-strength rise and stabilization. Under these dynamic conditions (Fig. 4) the upper parts of the submarine bars are eroded and troughs greatly deepen (Dolotov, 1967; Dolotov, Stauskaitė, 1970). Erosion on long sea-bottom profile is shown (Fig. 5) on the scale J (value of the resultant relief-reworking wave-action, or the mean relief-change intensity). This value has the „minus“ symbol (Aksenov, Vasiliev, Dolotov, Kalinenko, Kostoglodov, Nevesky, Novikova, Pavlidis, Yourkevitch, 1977).

Under such dynamic conditions granulometric differentiation results in an increase of the sediment mean grain size and a decrease of both small size (0,1—0,25 and <0,1 mm) fractions content (Dolotov, 1967, 1977).

Under conditions of the sea-bottom erosion in the course of mineralogical differentiation the change of the heavy mineral total content depends on the intensity of waters-motions at the sea bottom. An increase

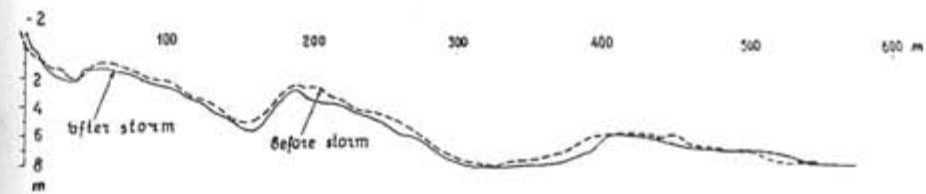


Fig. 4. Bottom-relief changes during the storm period under conditions favourable for erosional processes (After Dolotov and Stauskaitė, 1970)

or decrease of this content is observed (Dolotov, Stauskaitė, 1970). An increase occurs when a washing away of only light small particles takes place (under conditions of optimum water-motion velocities). The increase of the heavy mineral total content caused by the storm is shown in Fig. 5 (Aksenov, Vasiliev, Dolotov, Kalinenko, Kostoglodov, Nevesky, Novikova, Pavlidis, Yourkevitch, 1977). A decrease is noticed when the water-motion velocities are large at the bottom and the washing away of light and heavy small particles (0,1—0,25 and <0,1 mm) takes place.

Under the mentioned dynamic conditions (Stauskaite, 1963—1964; Dolotov, Stauskaite, 1970) the relative content of heavier minerals (garnets and especially ores) increases caused by storm and the content of lighter minerals (amphiboles and pyroxenes) decreases (Fig. 5). After storms of the above-mentioned type the content of the lighter and heavier minerals (Fig. 5) will become more similar compared to the storms of the preceding type (with dynamic conditions favourable for deposition). This is explained by the winnowing of the lighter minerals.

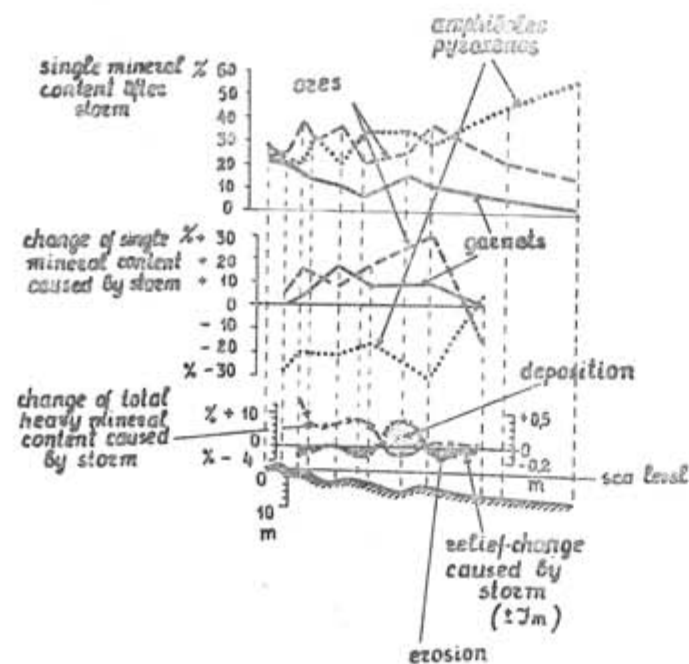


Fig. 5. Superficial sediment mineralogical differentiation during the storm period under conditions favourable for erosional processes (After Dolotov and Stauskaite, 1970, Aksenov, Vasiliev, Dolotov, Kalinenko, Kostoglodov, Nevessky, Novikova, Pavlidis and Yourkevitch, 1977 and Stauskaite, 1963—1964)

Based on the natural observations, it is noted, that in the continental shelf upper part under conditions of high hydrodynamic activity there are essential changes of the sediment granulometric and mineralogical composition during a individual storm, a storm series and throughout any season (Dolotov, 1977), so that the sediment granulometric and mineralogical differentiation processes are very intensive.

In each of the bottom morpho- and lithodynamical zones (beach, troughs and bars and zone beyond them) there are specific effects of the hydrodynamic factors (waves and currents) and specific storm caused relief changes resulting in peculiar dynamic conditions of deposition and sediment differentiation (Dolotov, 1977).

In troughs the bottom surface is usually covered by heterogeneous sediments of different grain-size, and both granulometric and mineralogical differentiation take place during the storm period. Strong currents, localized in the trough bottom greatly effect the bottom surface, and the sediment composition changes reflect most precisely the sedimentary en-

vironments: conditions of the bottom erosion and the sediment washing away or conditions of the small particles accumulation.

The submarine bars are usually composed of fairly homogeneous and fine sediments so that superficial deposits undergo mainly mineralogical differentiation. Due to high velocities of water motions at the bottom the separation on gravity of the finest sediment fractions is characteristic for these areas.

Beyond the zone of bars and troughs (in external zone) a great distinction in character of the sediment differentiation and deposition processes has been observed in different bottom areas because of the dissimilar action of hydrodynamic factors and dissimilarity of corresponding bottom-relief changes.

The complicated system of the changes is characteristic for the beach (Stauskaite, 1963—1964), especially near water-line, and in this zone there are very significant changes of the sediment granulometric and mineralogical composition.

Good indicators of the dynamical conditions of sedimentation in any zone are the superficial sediment „typical” fractions (Shcherbakov, Dolotov, Rozhkov, Yourkevitch, 1978). This is often a predominant deposit fraction. These fractions reflect the definite values of the characteristic hydraulic coarseness and its precise correlation exists with the action of the hydrodynamic factors.

For each of the three mentioned zones different predominant sediment fractions are characteristic (Shcherbakov, Dolotov, Rozhkov, Yourkevitch, 1978). Under relatively calm dynamic conditions of the zone beyond bars and troughs the fraction of 0,16—0,20 mm prevails. In this zone conditions are created for a rather stable deposition of silt fraction. In the zone with bars and troughs due to high hydrodynamic activity a more coarse fraction (0,25—0,315 mm) prevails. In the beach zone, near the water-line, the predominant sediment fraction is fraction of 0,5—0,63 mm, that is explained by high energy of this zone.

As a whole, the character of the bottom-sediment granulometric and mineralogical differentiation and the pattern and rate of deposition depend upon the water-motion velocities at the bottom and the granulometric and mineralogical sediment composition and sorting in both local and adjacent bottom areas (Dolotov, 1977). Values of water-motion velocities at the sea-floor determine the principal course of the relief-reworking process. As a result, either the sedimentary strata grow without interruption or their upper parts erode (continuous or discontinuous deposition). On the beach character of these processes depends on relationship between the swash and backwash velocities.

The second part of the article deals with the differentiation, deposition and reworking processes in the sedimentary strata and the changes of dynamic conditions in different zones of the upper part of the shelf.

The sediment granulometric and mineralogical differentiation process takes place not only on the beach and the sea-bottom surfaces but also in the sedimentary strata and often to its significant depth. Based on the long repeated stationary natural measurements, it is noted, that this depth is from 3 to 5 m and more in the zone with bars and troughs and even in the external zone (at the water depths about 10 m) it is about 1 m during storm (Kirlyis, 1973).

For the study of the peculiarities of the sedimentary strata pattern under natural conditions the vibro-piston core-sampler (Dolotov, 1978) and the box-type sediment-coring device (Dolotov, Zharomskis, Kirlyis,

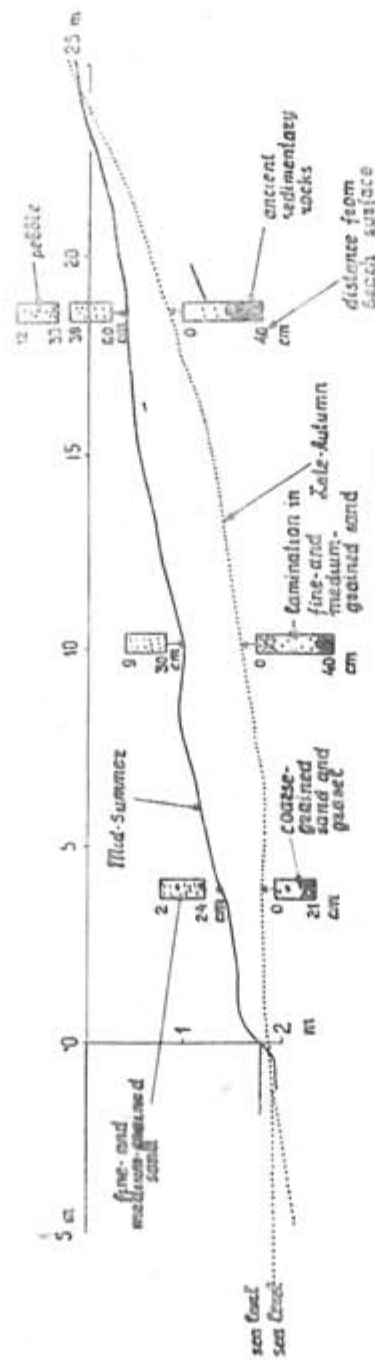
1978) for obtaining samples with undisturbed laminated sedimentary structures (and for later making peels) were used.

In different zones of the upper part of the continental shelf the bottom-relief changes are very precisely reflected in sedimentary strata pattern. These are the depositional and erosional stages depending on the hydrodynamic regime peculiarities in different seasons (Dolotov, 1978).

Conditions of bottom erosion are especially characteristic for the late-autumn-winter period, when wave-action is very intensive. In this period due to significant wave parameters and high flood a well expressed undertow is observed. The latter results in a winnowing of sedimentary material in the seaward direction (Longinov, 1963) and its deficiency in the zone with bars and troughs. Owing to this the sedimentary strata, formed during the spring-summer period, experience the action of intensive reworking processes due to waves and currents. And evidence of this is found in the strata of washed out and reworked sedimentary material (Dolotov, 1978). In this (the late-autumn-winter) period the beach surface usually represents an erosional concave profile (Fig. 6). In the beach sedimentary strata a significant content of coarser material (up to pebble) is noticed (Dolotov, Zharomskis, Kirlyis, 1978). In Fig. 6 we see the thin blanket of the recent sedimentary strata and their erosional discordant contact with the underlying ancient sedimentary rocks are seen.

The very favourable dynamic conditions for the deposition in the bars and troughs zone are during the spring-summer period. As a whole during this period wave-activity is not significant, so that the flood and the undertow are not intensive too. The trend of the sediment movement shorewards dominates (Longinov, 1963) and for this reason the intensive deposition takes place in the upper part of the shelf. In this period the sedimentary material, winnowed towards open sea during the autumn-winter period, as if returns (shorewards). This is evidenced by the thick strata of similar

Fig. 6. Dynamic conditions of beach sedimentation processes in the Late-Autumn-Winter and Spring-Summer periods (After Dolotov, Zharomskis and Kirlyis, 1978)



finer sedimentary material, deposited in a fairly calm dynamic environment of the given period (Dolotov, 1978). The beach surface represents a convex depositional profile (Fig. 6). The beach sedimentary strata have a significant thickness and consist mainly of fine-grained sand (Dolotov, Zharomskis, Kirlyis, 1978).

In the course of the sediment granulometric and mineralogical differentiation processes the sedimentary strata acquire certain textural features, depending on character of the environment in each zone of the upper part of the continental shelf.

The beach sedimentary strata are usually of complex composition. The wave-run up and run off (swash and backwash) have different width and power caused by the wave-intensity as a whole. And the results of these complicated processes are reflected in the strata (Dolotov, Zharomskis, Kirlyis, 1978). Evidences of the intensive wave-run up and run off action during the phase of wave-strength rise are lens-shaped bodies (Fig. 7), consisting of coarse sediment material (storm beach ridge type). Evidence of the wave-run up and run off action during the phase of wave-stabilization is the surface of stable erosion, which is traced over long extent. There are clearly expressed laminae of the winnowed out heavy mineral concentrates (under conditions of long separation on gravity) or of coarser sedimentary material. In a fairly calm dynamic environment of the wave-extinction phase the gentle seaward-dipping sets of lamination (mainly of fine-grained sand) are formed.

In the zone with bars and troughs the sedimentary strata pattern is also a reflection of the specific hydrodynamic conditions. For the sedimentary strata of the submarine bar (Fig. 8A) the rhythmical composition is characteristic (Shourko, 1961). Each rhythm formation is a result of single wave-cycle action. Change of the dynamic conditions in the course of the storm results in the alteration of the sediment with different granulometric composition and upward decrease of median diameter.

In the external zone the rhythmical composition of the sedimentary strata is also noticed (Fig. 8B). There it is caused by the successive sediment settling during the wave-extinction phase (Aksenov, 1972). However in this zone the hydrodynamic processes are significantly less intensive compared to the zone of bars and troughs. For this reason the dimensions of the sediment rhythm (deposited during definite storm-cycle) are significantly less too. And it is expressed much poorly due to the uniformity of the sediment grain-size composition.

As has been shown above, there are on the whole fairly clear genetic lithologic criteria (granulometric, textural and partly mineralogical) as indicators of the depositional dynamic conditions in different zones of the upper part of the continental shelf. They are dynamic indications of the sediment genetic types (Shcherbakov, Dolotov, Rozhkov, Yourkevitch, 1978), depending on character and peculiarity of the hydrodynamic regime.

Besides there are regional factors (climatic and geological), that strongly influence the course of the sediment differentiation and deposition in separate areas of the World Ocean shelf (Shcherbakov, Dolotov, Rozhkov, Yourkevitch, 1978). They determine the character of the primary sediment, variable conditions for sediment supply, primary sediment-size ranges, sorting and lithologic composition.

In each of the zones the dynamic conditions may greatly change in time. This occurs because of considerable decrease or increase of water-depth. The latter is caused by the migration (in time and space) of the

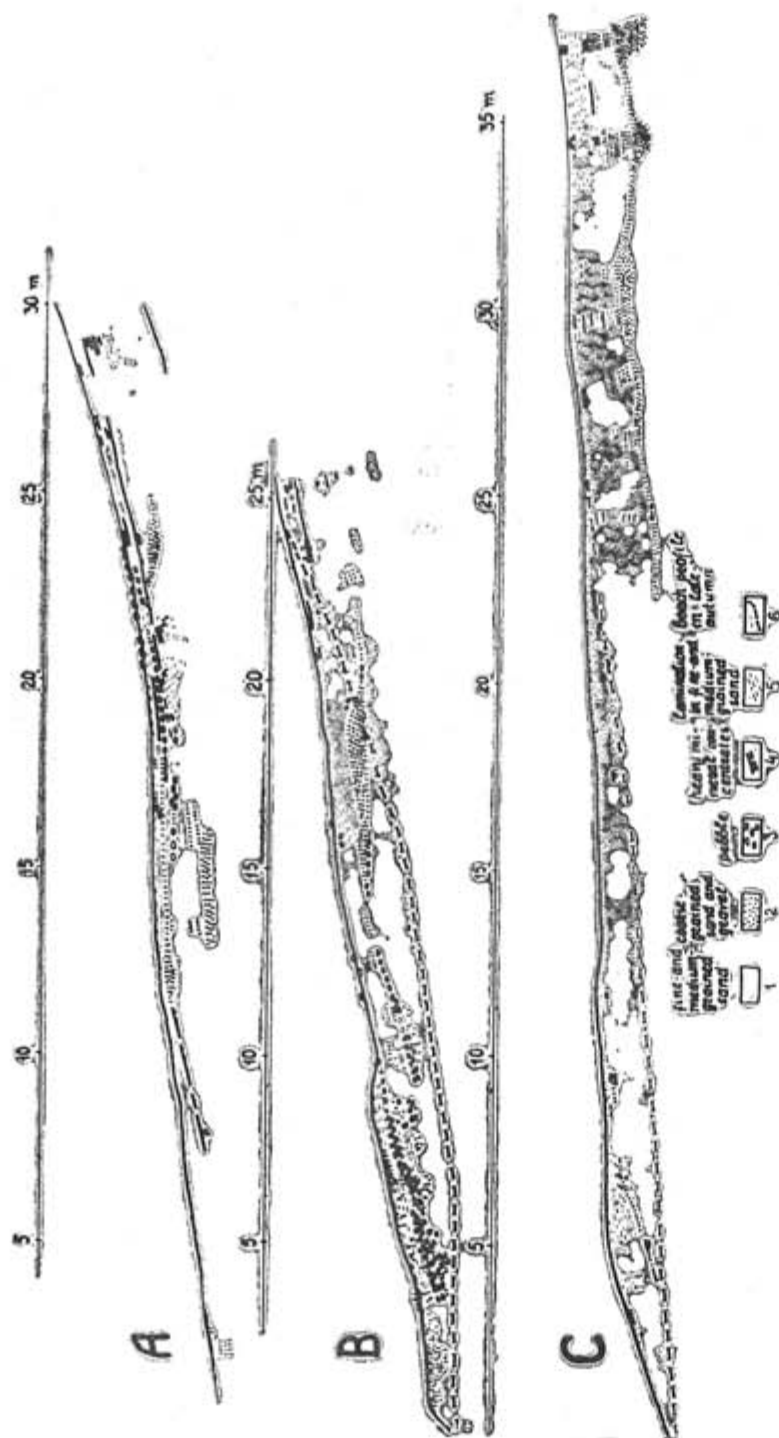


Fig. 7. Beach sedimentary strata pattern formed during different wave-phases in Summer (After Dolotov, Zaromskis and Kirlyls, 1978)

zones with specific hydrodynamic effect upon the bottom, that is the zones with a specific bottom-relief changes and variable sedimentary environments (Dolotov, 1977). The changing dynamic conditions may be of different pattern. They may be: periodic (flood- and ebb-tide), sporadic (surge and drying, violent storms, typhoons, tsunami-waves), stable and mono-directional (continued mono-directional changes of the sea-level or tectonic vertical movements in the shelf area).

Depositional processes may be continuous or discontinuous. They depend on the character of the hydrodynamic factors and on the adapta-

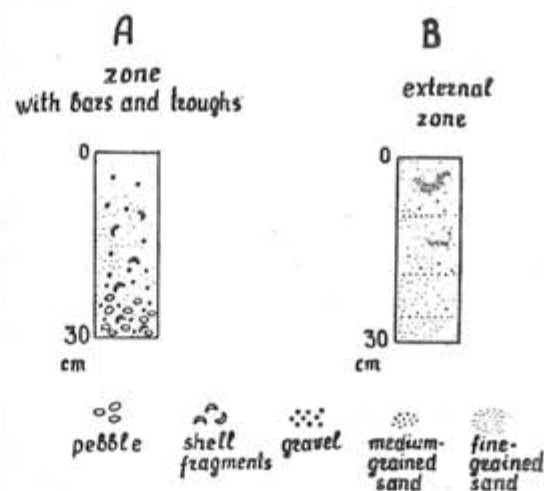


Fig. 8. Sedimentary strata pattern in different zones of the upper part of the continental shelf (After Shourko, 1961 and Aksenov, 1972)

tion of their action to conditions of depth changes, on the one hand, and amount of the sedimentary material in the upper part of the continental shelf on the other hand.

Due to the flood and ebb-tide phenomenon the periodic changes of depths and of the water-motion velocities at the bottom (and current-) are noticed in certain bottom areas. For this reason the periodic changes of the dynamic conditions of the sediment-movement, differentiation and accretion processes take place.

In the wide shallow-water areas of the continental shelf (for instance, in the Northern Caspian Sea) the surge and drying are very clearly expressed. The sediment differentiation process is not very intensive and deposit is badly sorted in the sea-bottom area (Leontiev, Bachtina, Dobrynina, 1959), which sporadically is dried. Depositional processes are irregular. All this is explained by a short time of action of the hydrodynamic factors.

The same concerns the hurricane (typhoon) and tsunami-wave action. They are very characteristic for some areas of the World Ocean, and the higher-energy environment is created under these conditions. For this reason the hurricanes and tsunami-waves are very powerful geological agents, causing the movement of very great amounts of sediment from the bottom towards the uppermost part of the beach profile. This zone is absolutely inaccessible for the action of average hydrodynamic factors. Piling of badly sorted and almost unrounded coarse sediment has been observed, for example, in the uppermost beach part on the Funafuti atoll (the Ellis Isles) in the Pacific Ocean. These observations were made during the sixth cruise of the research-vessel „Dmitry Mendeleev“.

Both the stable continued rising or falling sea-level, like the tectonic sea-bottom subsidence or emergence in the continental shelf area cause intensive reworking of the sea-bottom relief: the adaptation of the hydrodynamic factors to conditions of depth changes. On the shallow-water shelves it is accompanied by an intensive sediment supply shorewards (Fig. 9A), where there are considerable amounts of sediment. It takes place under conditions of both rising (Zenkovitch, 1962) and falling (Leontiev, 1949) sea-level.

Under conditions of rising sea-level or tectonic subsidence of the shallow-water shelf (with fairly thick sediment blanket) the sedimentary

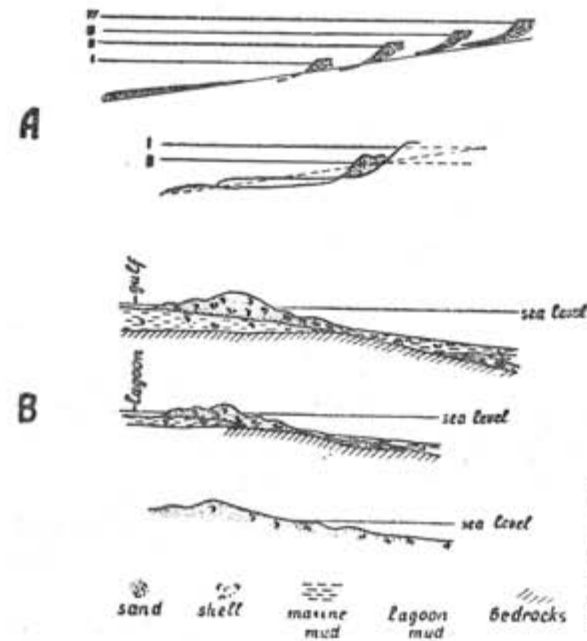


Fig. 9. Rearrangement of the sea-bottom profile under conditions of the sea-level changes (A) and the shallow-water coast development under conditions of its submergence (B) (After Zenkovitch, 1962, Leontiev, 1949 and Dolotov, 1962)

strata may undergo changes of different kind (Dolotov, 1962, 1971). This depends on rate of the water-depth change under conditions of the flood of the land and amounts of the sedimentary material, supplied to the near-shore zone.

When the depths increase very rapidly, the recent sedimentary strata, formed in the wave-action zone (in the upper part of the shelf) are flooded and these sediments are covered by more deep-sea sediments and are buried under them (Fig. 9B, above). When the depths increase more slowly in the near-shore zone of the shelf (or when there are no considerable amounts of sediment) the upper part of the sedimentary strata undergoes erosion (Fig. 9B, in the middle) until the strata run out of the intensive wave-action zone. And before it thickness of this sedimentary strata decreases due to erosional processes. When the water-depths increase still more slowly, the intensive bottom-sediment movement shorewards (under conditions of abundant sediments) takes place and continuous deposition proceeds on the sea-bottom and beach (Fig. 9B, down-stairs).

Under conditions of falling sea-level or tectonic emergence of continental shelf area the character of dynamic conditions varies in the upper part of the shelf (Dolotov, 1961). It depends on the rate of depth decrease and the amounts of sediment, supplied to the near-shore zone.

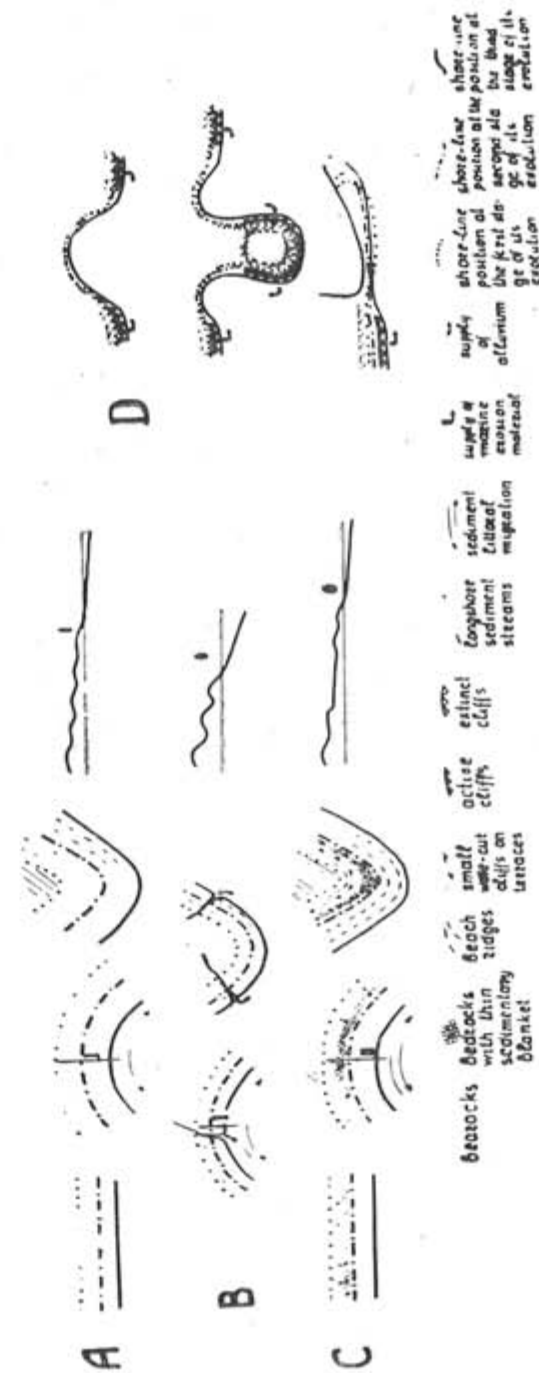


Fig. 10. Continuous and discontinuous sedimentation processes under conditions of the sea-coast emergence (After Dolotov, 1961)

Under conditions of abundant sediment on the sea-bottom (Fig. 10A), its considerable supply from the adjacent shore areas or from the land (as, for example, alluvium) — Fig. 10B, the sedimentation is continuous. Under conditions of irregular sediment-supply from the sea-bottom (Fig. 10C) or from the adjacent shore areas (Fig. 10D) the discontinuous sedimentation takes place. Due to the sediment deficiency the sedimentary strata undergo erosion (Fig. 10C).

It is necessary to note especially, that the recent sedimentary strata have become stable geological formations mainly only due to fairly prolonged and constant mono-directional changes of the sea-level or the sea-bottom vertical movements (Dolotov, 1977). Under these conditions the sedimentary strata become free from the influences of the intensive hydrodynamic factors, namely in the upper part of the shelf bottom and run out of the zone of the action.

Under conditions of the rising sea-level or subsidence of the shelf area the bottom-sediments undergo additional reworking (differentiation) in the zone of non-wave factor action, which lies lower than the wave-action zone (in the middle- and lower-parts of the continental shelf). Only after this the bottom-sediment may become stable geological sedimentary formation. Under conditions of the falling sea-level or tectonic emergence of the shelf area the upper parts of the latter are rapidly and completely run out of influence of the hydrodynamic factors. And owing to this further the sedimentary strata may undergo the action of only the subaerial agents.

REFERENCES

- AKSENOV A. A.: 1972. On the ore-field formation process in the upper zone of the continental shelf. Publ. House „Nauka“ (Science), Moscow (in Russian).
- AKSENOV A. A., VASILIEV V. P., DOLOTOV Yu. S., KALINENKO V. V., KOSTOGLODOV V. V., NEVESSKY E. N., NOVIKOVA Z. T., PAVLIDIS Yu. A. and YOURKEVITCH M. G.: 1977. Processes of the ore-field formation in the near-shore zone. Publ. House „Nauka“ (Science), Moscow (in Russian).
- AYBULATOV N. A., DOLOTOV Yu. S., ORLOVA G. A. and YOURKEVITCH M. G.: 1966. Some features of the sandy shore dynamics. In: „Investigations of the hydrodynamic and morphodynamic processes in the sea-shore zone“. Publ. House „Nauka“ (Science), Moscow (in Russian).
- DOLOTOV Yu. S.: 1961. Formation and classification of the marine accumulative terraces on the coasts subject to tectonic emergence. Trans. Inst. Oceanol. Ac. Sci. USSR, v. 48 (in Russian).
- DOLOTOV Yu. S.: 1962. On the development of the shallow-water coast under conditions of the recent transgression of the Azov-Black Sea basin. „Oceanology“, v. II, No. 2 (in Russian).
- DOLOTOV Yu. S.: 1967. Changes of relief and sediment mechanical composition by storm on the submarine shore slope (based on the East Baltic materials). „Baltica“, v. 3, Publ. House „Mintis“ (Mind), Vilnius (in Russian, English and German summaries).
- DOLOTOV Yu. S.: 1971. On the development of the shallow-water coast under conditions of its relative subsidence of different rate. In: „New investigations of the sea-shore processes“. Publ. House „Nauka“ (Science), Moscow (in Russian).
- DOLOTOV Yu. S.: 1977. On the dynamic conditions of the sediment differentiation and deposition in the upper part of the continental shelf. In: „Problems of the recent lithology and study of the orefields of the sedimentary genesis“. Publ. House „Nauka“ (Science), Siberian Branch, Novosibirsk (in Russian).
- DOLOTOV Yu. S.: 1978. Process of the sedimentary strata formation in near-shore zone. In: „Granulometric differentiation of solid matter in mainland and continental shelf“. Publ. House „Nauka“ (Science), Moscow (in Russian).
- DOLOTOV Yu. S. and KIRLYS V. I.: 1969. The relief changes in relation to the storm-structure under the shallow off-shore water conditions. Trans. Ac. Sci. Lithuanian SSR, Ser. B, v. 3 (58) (in Russian, English summary).

- DOLOTOV Yu. S. and STAUSKAITE R. A.: 1970. Change of heavy mineral content caused by storm on the submarine shore slope (based on the East Baltic materials). „Baltica“, v. 4, Publ. House „Mintis“ (Mind), Vilnius (in Russian, English and German summaries).
- DOLOTOV Yu. S., ZHAROMSKIS R. B. and KIRLYS V. I.: 1978. On the beach sediment differentiation and the beach lamination originating under different dynamic conditions. „Oceanology“, v. XVIII, No. 2 (in Russian, English summary).
- KIRLYS V. I.: 1971. Some peculiarities of the Kurshiu Nerija spit sea-shore dynamics. Trans. Ac. Sci. Lithuanian SSR, Ser. B, v. 4 (67) (in Russian, English summary).
- KVILYS V. I.: 1973. Some data on the sand sedimentary strata thickness subject to wave-action in the near-shore zone of the Kurshiu Nerija spit. Trans. Ac. Sci. Lithuanian SSR, Ser. B, v. 4 (77) (in Russian, English summary).
- LEONTIEV O. K.: 1949. Rearrangement of the accumulative submarine shore slope under conditions of the falling sea-level. Rep. Ac. Sci. USSR, v. 66, No 3 (in Russian).
- LEONTIEV O. K., BACHTINA M. E. and DOBRYNINA T. A.: 1959. Sediment granulometric composition as indicator of the North-Western Caspian Sea shore-zone dynamics. „Herald (Vestnik) of the Moscow University“, Ser. of biology, soil science, geology and geography, No. 1 (in Russian).
- LONGUINOV V. V.: 1963. Dynamics of the shore-zone of tideless sea. Publ. House Ac. Sci. USSR, Moscow (in Russian).
- SHCHERBAKOV F. A., DOLOTOV Yu. S., ROZHKOVA G. F. and YOURKEVITCH M. G.: 1978. On the granulometric differentiation of the sand material in the near-shore zone. In: „Granulometric differentiation of solid matter in mainland and continental shelf“. Publ. House „Nauka“ (Science), Moscow (in Russian).
- SHCHERBAKOV F. A., ROZHKOVA G. F., YOURKEVITCH M. G. and DOLOTOV Yu. S.: 1975. On the granulometric differentiation of the sand in the near-shore zone. Bull. of Moscow Society of Natural Scientists, Geol. Branch, No. 6 (in Russian).
- SHOURKO I. I.: 1961. Lamination and rhythmicity in the sedimentary strata of the submarine bars. Trans. Inst. Oceanol. Ac. Sci. USSR, v. 53 (in Russian).
- STAUSKAITE R. A.: 1963—1964. Mineralogical composition of the submarine shore slope and beach sand and its lithodynamics. In: „Geographical year-book“, v. VI—VII, Vilnius (in Lithuanian, Russian and German summaries).
- ZENKOVITCH V. P.: 1962. Principles of the science about the sea-shore development. Publ. House Ac. Sci. USSR, Moscow (in Russian).

ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА

Ю. С. ДОЛотов

РЕЗЮМЕ

На основании результатов длительных повторных стационарных исследований у песчаных побережий Балтийского и Черного морей, анализируются основные гидродинамические факторы и механизм процессов гранулометрической и минералогической дифференциации, накопления и преобразования толщи прибрежно-шельфовых отложений. Выявлена четкая зональность динамических условий седиментации в верхней части отмелого шельфа, связанная с разным характером проявления гидродинамических факторов и изменений рельефа в различных морфодинамических зонах, что приводит к формированию специфических генетических (динамических) типов отложений в выделяемых зонах. Установлена общая значительная интенсивность процессов дифференциации осадочного материала по крупности и удельному весу как на поверхности профиля, так и в толще. Вскрыты особенности этих процессов в ходе отдельных волнений разного направления и различной структуры, в весенне-летний и осенне-зимний периоды, свя-

занные со спецификой динамики среды осадконакопления. Рассматриваются общие закономерности дифференциации и аккумуляции прибрежно-шельфовых осадков при смене динамической обстановки в той или иной зоне во времени, носящей различный характер (периодический, спорадический, устойчивый и однонаправленный), в т. ч. в условиях тектонических движений дна в области шельфа и длительных изменений уровня моря, разного знака и темпа.

МАСС-ТРАНСПОРТ И ПРИБОЙНЫЕ БИЕНИЯ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ

(постановка задачи)

Н. С. СПЕРАНСКИЙ, В. И. КИРЛИС, Б. К. ШИЧКУС, Вильнюс—Москва

Введение. В гидродинамике береговой зоны ведущую роль наряду с волнением играют волновые течения, т. е. течения, индуцированные волнением, взаимодействующим с дном. Силы, определяющие перемещение водных масс, включают в себя касательное напряжение ветра на свободной волновой поверхности, радиационное напряжение, действующее по всей толще волнового потока, силу трения (вязкого и турбулентного) и наконец, силу обусловленную градиентом гидростатического давления. Совместное действие этих сил формирует пространственное поле перемещений воды в береговой зоне. Полная картина этих перемещений довольно сложна и до конца не изучена. Сейчас надежно установлено, что составными ее частями являются волновые вдольбереговые потоки (энергетические и градиентные), разрывные течения, волновой дрейф (стоксово течение) и компенсационное противотечение (Шадрин, 1972). Общим для этих течений является то, что все они действуют на фоне волновых орбитальных скоростей. Течения Стокса и компенсационный отток получили название «масс-транспорт» (Longuet-Higgins, 1953), под которым понимается перемещение фиксированных частиц жидкости (лагранжево описание). Нам представляется целесообразным расширить область применения термина «масс-транспорт» и употреблять его для описания переноса массы не только в смысле Лагранжа, но и в смысле Эйлера, что связано с удобством измерения в натуре именно эйлеровых характеристик движения. Далее в тексте термины «волновой перенос» и «масс-транспорт» будет использоваться как синонимы.

Для удобства дальнейшего изложения сделаем некоторые определения.

Средняя переносная скорость (\bar{U}) в фиксированной точке определяется следующим образом (Лонгинов, 1963).

$$\bar{U} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} u(t) dt \quad (1)$$

где $u(t)$ — хронограмма горизонтальной компоненты орбитальной скорости, t — время, τ — продолжительность измерения. Исследование зависимости \bar{U} от τ показало, что переносная скорость перестает зависеть

от τ при $\tau > 400$ с. что соответствует времени прохождения приблизительно 80—100 волн (Леонтьев, Сперанский, 1979а). Таким образом, понятие средней переносной скорости, или средней скорости масс-транспорта имеет смысл только при сильном осреднении.

Индивидуальная переносная скорость (U_i) также определяется выражением (1), в котором τ теперь имеет смысл периода отдельной волны (Леонтьев, Сперанский, 1979б). Применительно к индивидуальной скорости выражение (1) удобнее записать в виде

$$U_i = \frac{1}{T_i} \int_0^{T_i} u(t) dt \quad (2)$$

где T_i — период волны. Каждая хронограмма орбитальной скорости характеризуется набором пар чисел (U_i, T_i), где i — порядковый номер волны в реализации.

Обе характеристики U и U_i представляют собой расход воды через единичное сечение, отнесенный к соответствующему интервалу времени, и полностью описывают поля среднего и пульсационного переноса. В процессе математической обработки ряда U_i (спектральный анализ, фильтрация) его неизбежно приходится приводить к эквидистантному виду, т. к. периоды волны T_i , вообще говоря, неодинаковы. Для этого весь интервал времени $(0, \tau)$ разбивается на эквивалентные отрезки с шагом $\Delta t \leq \min\{T_i\}$. Далее, всем точкам, попавшим в подынтервал (T_i, T_{i+1}) приписываются значения скорости U_i и таким способом весь ряд U_i приводится к эквидистантному. При этом сохраняется величина индивидуального расхода, равная произведению величин U_i и T_i .

Средний волновой уровень ($\bar{\eta}$) определим в соответствии с условием

$$\bar{\eta} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \xi(t) dt \quad (3)$$

где $\xi(t)$ — хронограмма волновых ординат. Определение среднего уровня некорректно в том смысле, что в общем случае величина $\bar{\eta}$ является функцией времени измерения τ . Однако можно показать, что в случае когда функция $\xi(t)$ имеет линейчатый спектр, сделанное определение достаточно корректно. Действительно, фильтруя при наличии линейного спектра все гармоники за исключением постоянной составляющей, мы приходим к результату $\bar{\eta} \neq \bar{\eta}(t)$. Единственное требование к указанной процедуре состоит в том, чтобы время τ было бы много больше (по крайней мере на порядок) периода первой гармоники.

Как известно, спектр колебаний уровня включает в себя волновой шум, прибойные биения, метеорологические колебания и сейши (Бычков, Стрекалов, 1971; Aida and oth., 1975). Наиболее низкочастотная компонента спектра связана с нестационарностью штормового волнения в целом. Пики, отвечающие первым трем типам колебаний соответствуют характерным значениям периодов 5—10с, 60—300с, 600—2000с (Бычков, Стрекалов, 1971). Таким образом, спектр реальных колебаний уровня хорошо аппроксимируется линейчатым спектром, и предлагаемая процедура определения среднего уровня путем низкочастотной фильтрации правомочна. Следует заметить, что при исследовании изменения среднего уровня в различные фазы шторма время реализации

τ должно быть приблизительно на порядок больше периода возможных метеорологических колебаний¹.

Два типа циркуляции. В настоящее время надежно, с помощью инструментальных измерений в натуральных условиях, установлено существование двух типов циркуляции воды в береговой зоне. К первому типу можно отнести циркуляцию с вертикальной осью, или так называемые «циркуляционные ячейки» (Inman and oth., 1971). Как составные части в циркуляционные ячейки входят потоки вдольбереговых градиентных

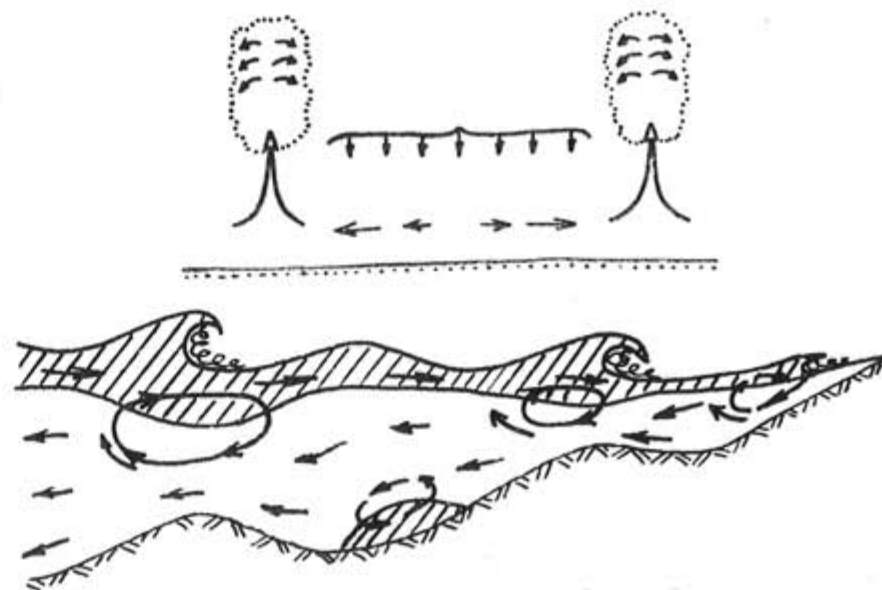


Рис. 1. Два типа циркуляции воды в береговой зоне:

а) циркуляция с вертикальной осью по (Inman and others, 1971) б) циркуляция с горизонтальной осью (по Леонтьеву и Сперанскому, 1979а)

течений, а также разрывные течения рис. 1а. Генерация этих потоков обусловлена пространственной неоднородностью среднего волнового уровня, который по данным измерения Дж. Соуи имеет депрессии в струях разрывных течений (Souci, 1972). Основной причиной циркуляции этого типа являются неоднородности рельефа подводного берегового склона, рефракция на которых приводит к неравномерному нагону воды в прибойную зону (Noda, 1974).

Циркуляция второго типа, или циркуляция с горизонтальной осью, реализуется вследствие штормового нагона вообще. Приток воды к берегу приводит к повышению уровня поверхности, т. е. к градиенту гидростатического давления, что в свою очередь приводит к появлению компенсационного потока от берега. По данным натуральных измерений (Леонтьев, Сперанский, 1979а) циркуляция с горизонтальной осью описывается схемой представленной на рис. 1б.

По нашему мнению циркуляция второго типа соответствует более общему случаю перемещения воды в береговой зоне, т. к. ее развитие не связано с какими-либо особенностями донной топографии, но определяется универсальным свойством волнового потока переносить массу по лучу волны. По-видимому, полная картина переносных потоков в береговой зоне включает оба названных типа циркуляции.

¹ (В предположении об отсутствии сейш, существование которых осложняет процедуру определения среднего уровня).

Несмотря на разноплановость рассмотренных циркуляций, их объединяет физическая сущность явления. В обоих случаях перенос массы к берегу, вызванный касательным напряжением ветра и волновым напором („radiation stress“ М. Лонге-Хиггинса и Стюарта (Longuet-Higgins, Stewart, 1964)), компенсируется градиентным по своей природе от-

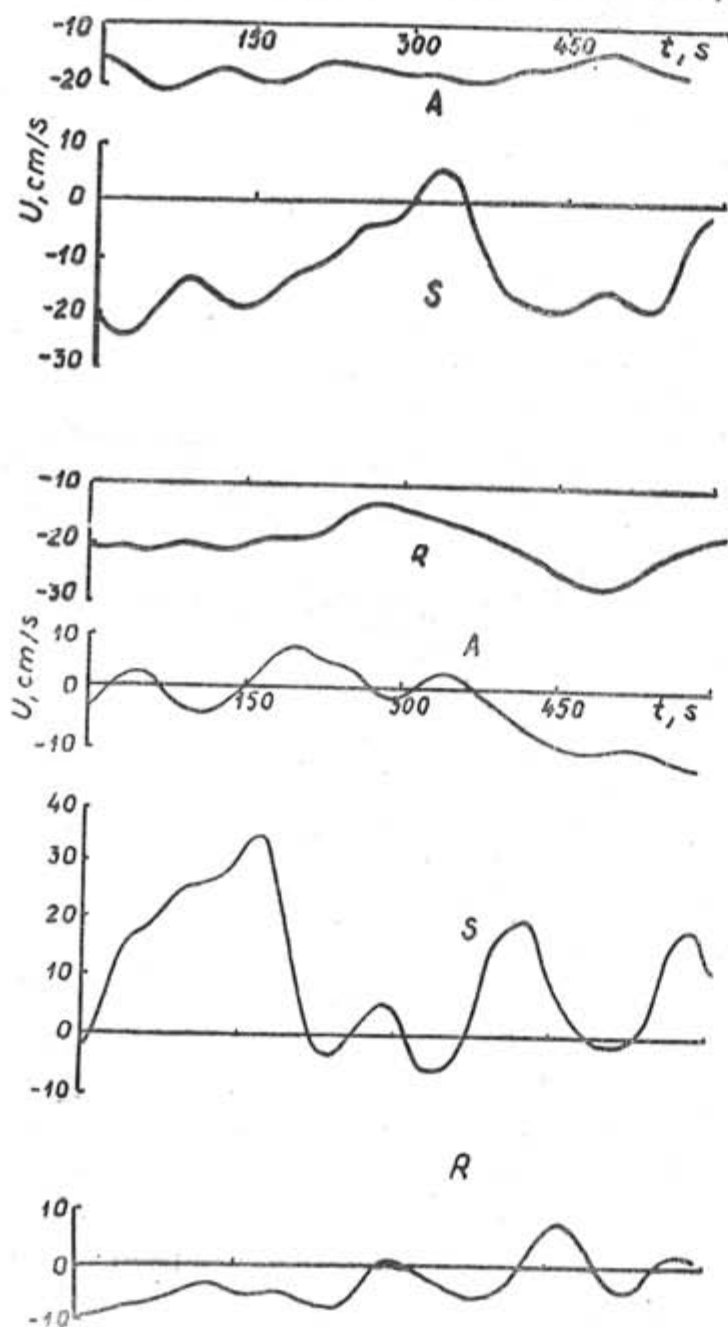


Рис. 2. Хронограммы индивидуальных переносных скоростей после низкочастотной фильтрации с параметром $\angle = 100$: а) в точке 1, б) в точке 2 (см. табл. 1). Буквами А, S, R, обозначены фазы шторма

током воды от берега. Взаимозависимость средних характеристик масс-транспорта и уровня, таким образом, не вызывают сомнения, хотя детали этой зависимости еще далеко не ясны.

Постановка задачи статьи. Лабораторные исследования циркуляции с горизонтальной осью, предпринятые А. А. Дмитриевым и Т. В. Бончковской (1952), привели к выводу об автоколебательной природе масс-транспорта в рамках двумерной модели. Было установлено, что в волновом лотке период автоколебаний во много раз превышает период поверхностной волны. В природе существование колебаний с периодом порядка минуты были обнаружены И. О. Леонтьевым и Н. С. Сперанским при анализе спектров индивидуальных переносных скоростей, хотя сами эти колебания в явном виде выделены не были (Леонтьев, Сперанский, 19796). Опираясь на наши представления о характере сил, определяющих переносные движения в волновом потоке, можно ожидать, что колебания масс-транспорта в той или иной мере связаны с колебаниями уровня. Из всего спектра уровневых колебаний наиболее «подходящими» являются прибойные биения, период которых составляет 1—7 мин. (Бычков, Стрекалов, 1971). Гипотеза о взаимосвязанности и, может быть, единой природе, колебаний уровня и масс-транспорта опирается на простые общезначимые соображения. Действительно, приток массы к берегу приводит к подъему уровня выше среднего его положения, определяемого всей волновой ситуацией. Подъем уровня до критической величины нарушает баланс действующих сил, в результате начинается отток. Вследствие инерционности процесса отток продолжается и после достижения среднего уровня и т. д. Таким образом, притоку масс должен соответствовать гребень волны уровня и наоборот.

В настоящее время мы не располагаем данными, позволившими бы полностью принять или отвергнуть рассмотренную гипотезу. Тем не менее, накопленный материал измерения колебаний уровня (на Балтике) и масс-транспорта (на Черном море), допускает сравнительный анализ с целью подтверждения сделанного предположения. В проведении подобного анализа заключается задача данной статьи. Позитивное ее решение позволит корректно сформулировать проблему и провести планирование натурального эксперимента.

Колебания переносной скорости. Анализ колебаний основан на данных измерения горизонтальной компоненты орбитальной скорости в штормовых условиях. Измерениями охвачены фазы развития (А-фаза), стабилизации (S-фаза) и затухания (R-фаза) шторма. Параметры волнового потока в точках измерения приведены в табл. 1.

Символами l , H и z обозначены расстояния от точки измерения до уреза, глубина, отсчитываемая от среднего волнового уровня, и расстояние между датчиком и дном. Далее следуют характеристики волнения: \bar{h} и

Таблица 1

№ датч.	Фаза шторма	l , м	H , м	z , м	\bar{h} , м	\bar{T} , s	λ , м	$ \bar{u} $, м/с
1	A	48	2,05	0,10	0,71	3,9	16	0,48
	S	56	2,45	0,10	0,66	4,8	22	0,54
	R	51	2,40	0,10	0,44	4,6	21	0,40
2	A	148	3,00	1,55	0,55	3,6	17	0,41
	S	154	3,10	1,55	0,72	6,2	32	0,79
	R	151	2,75	1,55	0,40	4,6	22	0,44

\bar{T} — средняя высота и период волн, λ — длина, рассчитанная по линейному дисперсному соотношению и (\bar{u}) — среднее значение модуля горизонтальной составляющей орбитальной скорости.

Продолжительность каждой реализации равняется приблизительно 10 мин, что не дает возможности полностью использовать аппарат

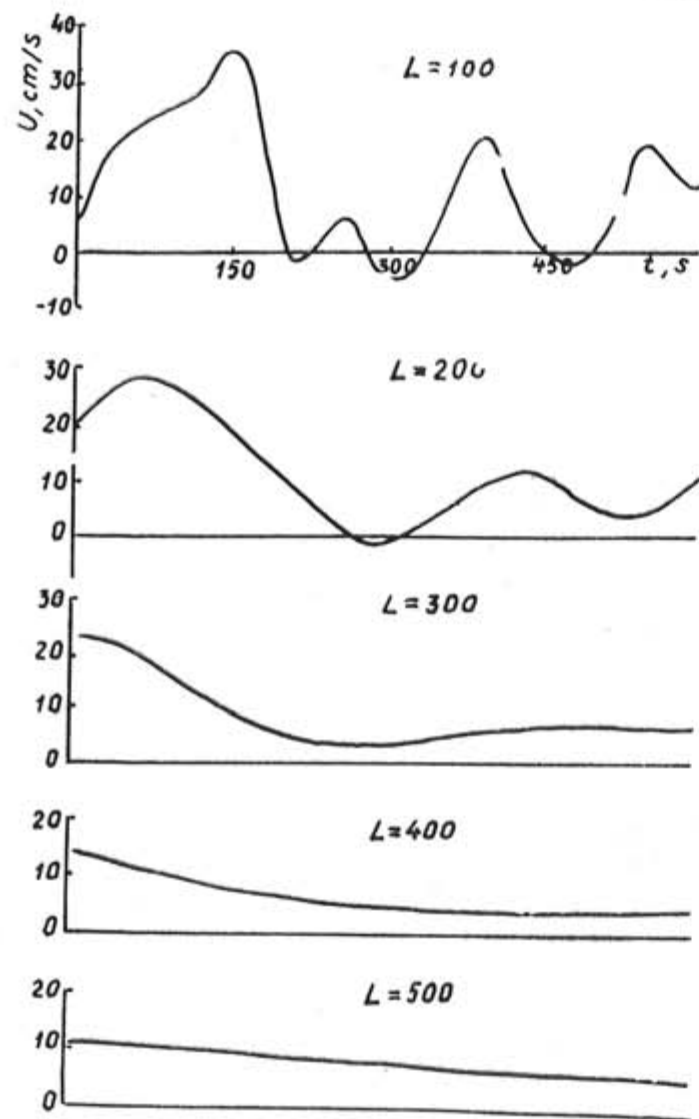


Рис. 3. Низкочастотные компоненты хронограммы индивидуальных переносных скоростей при различных значениях параметра фильтра L :

а) $L=100$, б) $L=200$, в) $L=300$, г) $L=400$, д) $L=500$

спектрального анализа для исследования колебаний с периодами 1—5 мин. По этой причине мы ограничились низкочастотной фильтрацией полученных рядов индивидуальных переносных скоростей. В качестве весовой функции использовалось косинус-ядро Тьюки, параметр L которого выбирался равным 100, 200, 300, 400, 500. Таким образом пол-

ностью поглощались гармоники с периодами выше 50, 100, 150, 200 и 250с соответственно.

Результаты фильтрации с параметром $L=100$ приведены на рис. 2. Низкочастотные (в сравнении с волновыми) колебания масс-транспорта можно охарактеризовать как нерегулярные, имеющие период 1—

5 мин. Нерегулярность этих колебаний означает, что они могут быть разложены на простые составляющие (гармоники). Операция фильтрации с параметром фильтра вплоть до $L=500$ показала, что основная доля энергии (80—90%) колебаний масс-транспорта приходится на гармоники с периодами, не превышающими 4,5 мин (рис. 3). В то же время вклад высокочастотных компонент (с периодами $< 50с$), как это следует из графиков спектральной плотности (рис. 4), незначительна. Таким образом, основную долю энергии анализируемых колебаний (рис. 2) переносят гармоники с периодами 1—4,5 мин.

Обращает внимание еще одна особенность колебаний

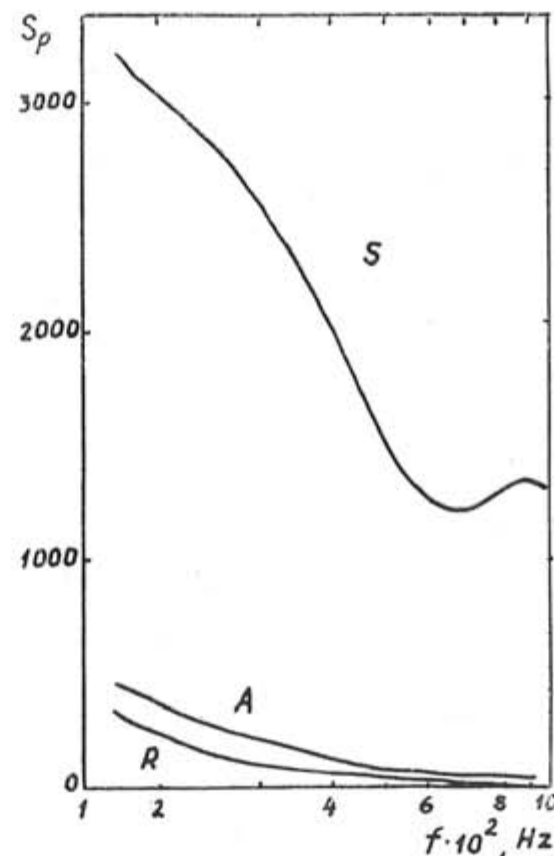


Рис. 4. Типичные спектры переносной скорости при длине реализации $\tau=10$ мин. Буквами обозначены фазы шторма

масс-транспорта, а именно: интенсивность этих колебаний возрастает по мере усиления волнения, достигая максимальных значений в фазу развитого волнения, и убывает по мере затухания шторма. Рис. 2 демонстрирует этот вывод.

Колебания уровня. Колебания уровня в береговой зоне с частотами прибойных биений неоднократно регистрировались различными исследователями (см. Бычков, Стрекалов, 1971). Нами по оригинальной методике (Кирлис и др., 1980) было выполнено измерение прибойных биений на открытом участке Балтийского моря в условиях отмелого песчаного берега. Результаты проведенного исследования изложены в работе В. И. Кирлиса и Б. К. Шичкуса (1981), здесь же мы остановимся лишь на наиболее существенных его деталях.

Как следует из записей, амплитуда видимых колебаний составляет 5—10 см. Спектральный анализ полученных реализаций (длина реализации составляла 3—4 часа) показал, что максимальные значения спектральной плотности соответствуют гармоникам с периодами 1,5—3,5 мин. (рис. 5). Этим же периодам соответствуют максимальные значения повторяемости прибойных биений.

MASS-TRANSPORT AND SURF BEAT IN THE SHORE ZONE OF THE BALTIC SEA

by

N. S. SPERANSKIJ, V. KIRLYS and B. SICKUS

ABSTRACT

Nowdays the existence of principal internal relations between the dynamics of transportating streams and the areal distribution of the mean wave level is well established. In the article a hypothesis of interrelation (and possibly of the same origin) between the variations of mass-transport and the fluctuation of sea level in form of surf beat is worked out. A detailed analysis of the both types of oscilations, carried out by the authors on the ground of natural (field) measurments has confirmed the above assuptron and gives a possibility to realize the idea of joint investigation of the mass-transport and the surf beat.

RESEARCH ON SHORELINE CHANGES AND SHORE PROCESSES IN THE SOVIET BALTIC REPUBLICS

by

VYTAUTAS GUDELIS, Vilnius

The territory under consideration occupies the whole East Baltic Area beginning from the Gulf of Finland in the north and stretching to the Bay of Gdansk in the south. This territory incorporates the south — western part of the Leningrad Oblast' (district), Estonia, Latvia, Lithuania and the Kaliningrad district. The total length of the sea shoreline (without islands) reaches about 5200 km. The Estonian coast is one of the most dissected ones. The other coasts are represented in general by straightened shores of smooth winding contours. From the morphogenetic point of view the predominating type is the lowland accumulative coasts build up of recent (Holocene) sediments. They are in the state of either progressive aggradation, dynamical equilibrium or erosion. In some places in north — western Estonia as well as on the Sambian Peninsula high cliffs are worked out in Paleozoic and Tertiary — Quaternary beds respectively. The abs. height of some cliffs in NW Estonia exceeds 60 m. This is so-called glint coast. The bedrocks influenced the configuration of shoreline only in the northern part of the area mentioned, wheress in the other regions the coasts are formed in Quaternary deposits — glacial drifts. For the development of the recent coasts the inherited topography of the bedrock and the Quaternary was of a great importance. In the coast sectors of aggradation, where the morainic plateaus or the glacial marginal forms came into touch with the sea, high erosional coast sectors are also developed. Only the coast of north — western Estonia and partly of the Kurzeme Peninsula can be referred to the type of slightly emerging (uplifting) coasts. The values of the crustal uplift in this areas varies from 1 to 3 mm/year. On the rest territory under consideration prevail rather the tectonical stability or a slight subsidance (1—2 mm/year). It is noteworthy that the recent crustal movements play only a secondary role in the development of the shore processes. The hydrodynamics (sea-level changes, waves, currents) of the sea off-shore zone as well as the aelodynamics are the most active agents of shore zone development. The impact of the river solid material discharge upon the shore zone processes is rather limited.

Various slope — denudation processes such as rockfalls, landslides, ravine erosion and suffosion play an important role in the destruction of erosional coasts. The erosional coasts sectors, as a rule, are the focuses

of material mobilization for the along-shore drift streams. The most powerful littoral drift stream is acting along the coasts of the Sambian Peninsula, Lithuania and Latvia. The capacity of this sand atream reaches up 600—800 000 m³/year. The configuration of the shoreline and the prevailing western and south—western winds have caused that this sand stream is moving from south to north at a distance of 4—500 km. Thanks to the accumulating activity of this great sand stream we have in the south—eastern Baltic the mightily developed sand beaches and the highest coastal dunes. The height of the dunes of Kuršių nerija coastal barrier (spit) exceeds in many places 60 m. This so-called East Baltic littoral drift stream is acting during the last 5—6000 years (from the beginning of the Litorina max. regression). The result of its accumulative work are the largest Baltic coastal barriers—the Kuršių nerija and Vistula spits and the two big lagoons separated by them from the open sea.

The bottom of the nearshore area off the accumulative coasts is represented mainly by sands, in some places by gravel and pebbles. In the surf zone the thickness of the sand cover in some places exceeds 4—5 m. In the bottom topography the presence of 2—3 and more sand ridges are often detectable. Off the erosion beaches the bottom usually is represented by a bedrock bench or Quaternary deposits. The incline of the underwater beach slope is in general very small. The significant transformation of relief and sediments of the shore zone are associated with strong storms of relatively long duration. Such storms occur in the East Baltic Area once time during the period of 20—30 years. Nevertheless the intensity of those transformations belong from the concrete local shore natural conditions namely, the recent dynamical state of this or another shore zone sector.

It is known that the Baltic is a tideless sea basin, but the storm surge play here an important role. The sea-ice push processes are acting only in strong winters and their impact on the morphology as well as lithology of the shore zone is rather limited.

After short characteristics of the coasts and the shore zone of the East Baltic Area I shall try to outline briefly the main trends of investigation work, which is carried out in the field of the investigation of the recent shore processes.

Under the direct influence of the Moscow school of the coastal dynamics (prof. V. P. Zenkovitch) the investigations into the shore processes were initiated in Lithuania as early as 1953. The research work was organized by the Institute of Geology and Geography Lithuanian Academy of Sciences under leadership of the author. Since 1963 these investigations are continued by scientific collaborators of the Department of Geography, Lithuanian Academy of Sciences in cooperation with the Institute of Oceanology Academy of Sciences of the USSR. The base research station is situated nearby the Nida settlement on the Kuršių nerija spit. During the 30 years the observations, concerning the hydrometeorological elements of the off-shore zone as well as the recent lithomorphological and aeolodynamical processes are regularly carried out. In result a great deal of actual data was gathered which was partly used in compiling the inventory of the Lithuanian coastal zone as well as in numerous publications.

Nowadays the research into the dynamics of accumulative sand coast in Lithuania is continued in the following directions:

1. Mechanism of erosion and accumulation processes of the sand beaches. 2. Agents and environmental conditions of sediment exchange between the underwater shore slope and the beach. 3. Short— and long-

term changes of the litho— and morphodynamics of the shore zone, as a basis for coastal development prediction. 4. Structure and texture of the recent shore zone sediments. 5. Dynamics of the wave run-up processes. 6. Aeolodynamics of the coastal dunes.

The foregoing period was characterized by the summing up of research data concerning the geology, geomorphology and palaeogeography of the Lithuanian coast, the aeolian processes, alongshore drift, litho— and morphodynamics of beaches, recent crustal movements etc. On the ground of materials a regionalization of the coastal zone of the south—eastern Baltic as well as the Baltic as a whole was carried out and a new dynamical classification of the lowland sand beaches was proposed. Above mentioned research data are mainly published (Gudelis, Kirlyš, Dolotov, Minkevičius, Stauskaitė and others).

Interesting work was carried through by the collaborators of the Atlantic Division of the Institute of Oceanology Academy of Sciences of the USSR, in Kaliningrad, in investigating the shore processes of the Sambian Peninsula (Bojnagrian, Boldyrev) and the formation conditions of the modern placers in the off-shore area of the sea (Shujskij).

In Latvia the investigations of the shore zone dynamics do not are conducted up to now. Nevertheless the famous Latvian coastal engineer R. Knaps have published a series of very valuable works dealing with the lithodynamics of the off—shore zone. Dr. H. Ulst have published an interesting study on the morphology and development of the Latvian sea coast.

In the last years the Estonian colleagues under leadership of dr. K. Orviku have made a great progress in investigating the dynamics of the Estonian shores and the sedimentation processes in the shallow water areas of the Moonsund Archipelago. The main results of coastal investigations carried through were published in the monograph of K. Orviku.

The students of the Leningrad state University are involved in the investigation of shore zone dynamics of the Gulf of Finland (Logvinenko and others).

Apart of theoretical research the special investigation projects concerning the stabilization of eroded coasts and moving sand dunes, the search for useful minerals, recreation aims are realized. The works of shore zone research in the East Baltic Area are coordinated by corresponding All—Union and international commissions. In the journal „Baltica“, published at Vilnius, a great space for the articles on problems of the Baltic Sea coastal geomorphology and recent shore processes is reserved.

Now it would be of interest to say something about the modern shoreline displacement in the East Baltic Area. Under the term „modern or recent“ we are understanding a period of time reaching 70—100 years back. For this period we are possessing more precise topographical maps. It is necessary to underline, that the cartometrical measurements more precisely cannot be carried out for the whole length of the shoreline.

Since the time of the Litorina max. transgression the sea shoreline has displaced from some ten km in NW Estonia to 2—3 km in southern part of the area. The northern part of the East Baltic Area experienced a progressive regression due to the earth's crust uplift. The slight subsidence caused the displacement of the shoreline towards the mainland reaching sometimes 2—3 km. Shoreline displacement was controlled not only by the crustal movements but by the eustatic oscillations too. The processes of so-called self—development of the coasts, for example, the straightening of the shoreline contour have played a great role. It is known that the velocity of the shoreline displacement was changing in time and

space, what depended on many general and local reasons. The velocity of shoreline displacement was regulated by the balance of littoral debris moving the shores along and depended on the resistance of shore building material to destruction processes.

In NW Estonia, where the coast is continuously uplifting the water table is lowered during the last 100 years about 30 cm. On account of shallowness of the off-shore zone this sea water table lowering caused a relatively fast displacement down of the shoreline. In result a broad strip of newly emerged sea bottom joined to the mainland. The shore erosion on the coasts experiencing a slight subsidence (Sambian Peninsula) goes more slowly. For instance the velocity of the cliff foot retreat on the northern coast of the peninsula mentioned reaches from 0,5 to 5 m/year in average.

More precisely the course of shoreline displacement during the last 50 years can be traced on the Kuršių nerija spit. In the southern part of the spit the sea shore have retreated 2—4 m/year in average. This trend in development is remained and today. In the middle part, in the transitional sector of the shore zone, the alternation of small areas of erosion and accumulation in the limits of 20—30 m are remarkable. In the northern part of the spit, rate of aggradation reaches 50—75 m., i. d. 1.0—1.5 m/year. Speaking about the rates of shoreline displacement it is necessary to note that this processes is going in time irregularly. This is due to the repetition of heavy storm periods mentioned above.

It must be kept in mind that the man activity and its impact on the development and the rate of shoreline displacement is growing from year to year. The construction of harbours, the stabilization of blown sand dunes and other transformations of natural environmental conditions in the coastal zone may have negative as well as positive consequences in the further evolution of sea shore zone.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ МОРЯ И БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССОВ В СОВЕТСКОЙ ПРИБАЛТИКЕ

В. К. ГУДЕЛИС, Вильнюс

РЕЗЮМЕ

Изучение современных береговых процессов в Прибалтике было начато в 1953 г. (в Литве) и проводится поныне Отделом географии АН Литовской ССР. Кроме того, береговые процессы изучаются Институтом геологии АН ЭССР, а также учеными Латвии, Ленинграда и Калининграда.

Объем современных исследований, проводимых Отделом географии АН Литовской ССР — широкого диапазона, включая гидро-лито- и морфодинамику береговой зоны, процессы размыва и аккумуляции пляжей и клифов, перемещение прибрежных наносов, эолодинамику авандюн и приморских дюн. В последние годы большое внимание уделялось изучению структур и текстур современных пляжевых и прибрежных отложений, а также процессам седиментации в заливах и прибрежной полосе моря. Разработаны морфогенетическая и динамическая классификации побережья и береговой зоны Литвы. Результаты вышеуказанных работ опубликованы в многочисленных периодических изданиях и мо-

нографиях. Проведено геоморфологическое районирование побережий Прибалтики.

После максимума литориновой трансгрессии размах горизонтального перемещения береговой линии в Прибалтике достигает от нескольких десятков км на СЗ Эстонии до 2—3 км на юго-западе Прибалтики. В результате вертикальных движений земной коры береговая линия максимума литориновой трансгрессии находится сейчас на разной высоте, достигающей наивысших отметок на северо-западе Прибалтики. В заключении статьи приводятся данные о перемещении береговых линий Балтийского моря и залива Куршю марес на территории Литовской ССР на протяжении последних ста лет.

NEAR-SHORE SEDIMENTATION IN THE BALTIC SEA

O. PUSTELNIKOV, Vilnius

The processes of the recent sedimentation has been the object of great attention to the investigators during the last decades. The solvation of these questions acquires special significance in connection with the tasks of applied nature, such as fish industry activities, engineering-technological construction, recreational usage of the sea coasts and the problems of sea pollution. The recent sedimentation of the Baltic Sea has been attended mainly by observation of bottom sediments as its final product (Blazhtchishin, 1972; Pratje, 1956). In order to solve of this problem we have tried to present data of studied suspended matter (Pustelnikov, 1975; Pustelnikov, 1977; Pustelnikov, 1980). Some thousands samples of suspended matter were taken for this by the various analytical methods. For clearing up the role mobilization of the material of the shore zone by various hidrodynamical conditions, lithodynamical investigations on the basic profiles of Liubiatowo (Poland) and Nida (Lithuanian SSR) (Antsyferov et al., 1980; Kirlys et al., 1980; Pustelnikov, et. al., 1977—1979) were carried out (fig. 1 and 2).

It is necessary to examine the total budget of sedimentary material of the Baltic Sea in order to understand the processes of off-shore sedimentation. Moreover, distribution and its absolute masses are regarded as the result of the dynamic geochemical balance between the annual inflow and outflow of this material. The sources are: the river drainage, water exchange with the North Sea, and precipitation. As the average annual initial data we accept: the concentration of suspended matter — 3 mg/l (sea) and 14 mg/l (rivers), the area of the sea — 385,00 km², the volume of waters — 20,5 thousand km³, the river drainage — 444 km². In the composition of the river suspended matter the terrigenous material makes up 74,5% (4,8 mln. t.), biogenous — 25,5% (1,5 mln. t.). Accordingly, in the sea — 45,5% and 54,5% (28 and 33,5 mln. t.).

The conducted calculations (Pustelnikov, 1977) with the drawing of various literary data allowed to determine the balance elements of the sedimentary material of the Baltic Sea (table 1).

As it is seen from table 1, the main part of the balance of the sedimentary material in the Baltic Sea falls to the biogenous material, participation of which in the process of sedimentation mainly comes to its rotation and life security of the organisms, for only 1,6% material of all its income is sedimentated.

Let us follow the passing of the obviously predomenant terrigenous process of sedimentation and pay attention to the ratio of the shore zone sedimentation. It is rather difficult, for the time being to clarify the fate

of the material created by marine erosion. Thus, the lithodynamic investigations at the depth intervals from 1 to 26 m were carried out. They enabled us to evaluate more accurately the mobilization of the sedimentary material of the shore zone on the course of marine erosion processes, in which the decisive significance belongs to the geological structure of

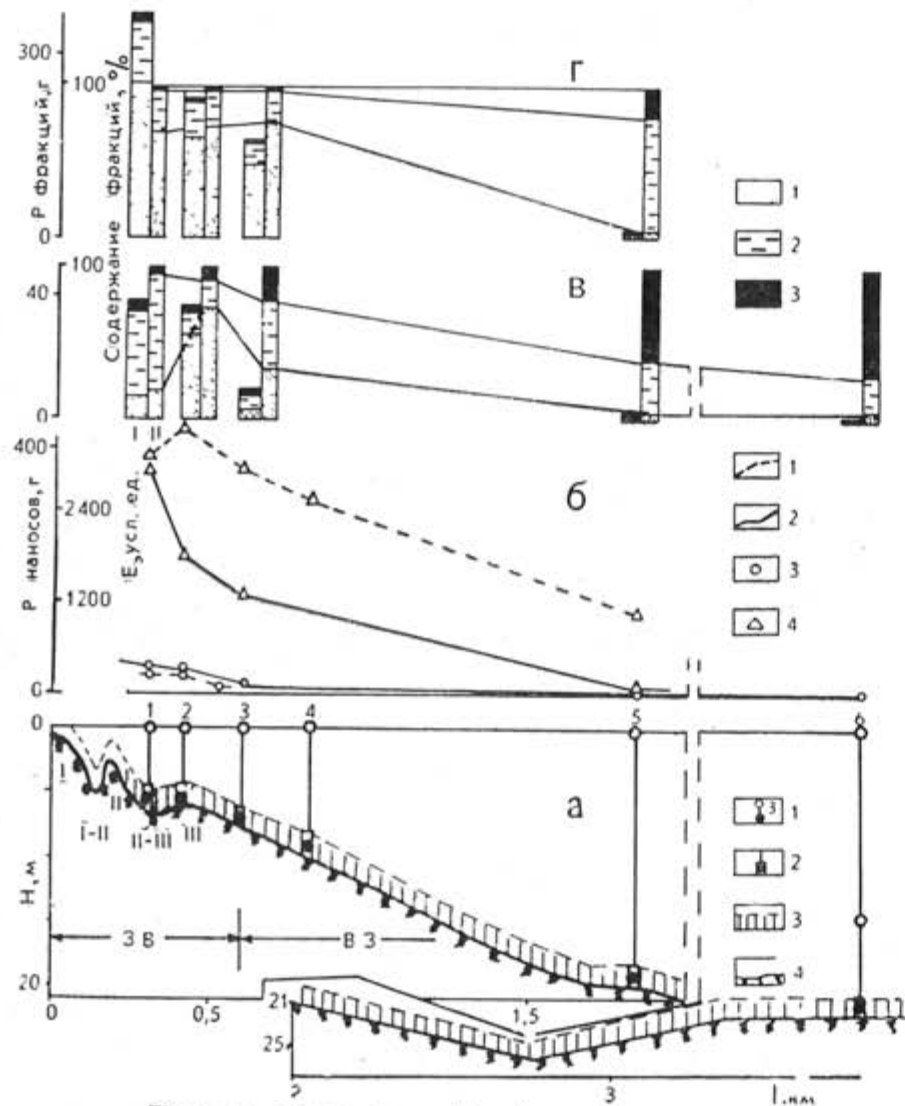


Fig. 1. a - scheme of sampling along the profile Nida: 1 - number and place of the station, 2 - staying place of three-leggeds, 3 - investigated water body (1.5 m above the bottom surface), 4 - depth. b - graphs of specific wave energy indices (1) and quantity of the suspended sediments (2) in the examined water layer during calm (3) and stormy (4) sea conditions, c, d - distribution and composition of suspended matter during calm (c) and stormy (d) periods (1 - weight quantity of suspended sediments (P, г); 11 - quantity of suspended sediments (%). Granulometry: 1 - sand, 2 - silt, 3 - clay

shores and bottom and also to the hydrodynamical state of the sea (Pustelnikov, 1980).

Let us examine the regularities of distribution of suspended matter in the off-shore zone under the conditions of small and storm waves in

Table 1

The balance elements of suspended sedimentary material of the Baltic Sea

Composition of sedimentary material	Elements of balance, mln. t. yearly								
	Inflow					Outflow			
	River drainage (Solid discharge)	Abrasion, erosion	From the North Sea	Organism producing	Total	Bottom sedimentation	To the North Sea	Dissolution and mineralization	Total
Terrigenous	4,8	37,9	0,4	—	43,1	43,0	0,1	—	43,1
Biogenous	1,5	0,3	0,3	1721	174,2	2,7	1,9	169,6	174,2
Total	6,3	38,2	0,7	1721	217,3	45,7	2,0	169,6	217,3

the two areas, in different degrees subjected to hydrodynamical influence and marine erosional processes.

The profile of Nida. The observations included the periods of small (the height of wave — 1,2 m) and storm (2,8 m) waves. This conditioned great changeability in distribution of suspended matter, but with a clear tendency of their qualitative decrease and with removal from the shore and the bottom surface. In the range of 2 metre near — bottom waters during the both periods of waves 2 zones with different qualitative suspended matter are clearly distinguished the area of sandy riffs (in abbreviation — ASR) and the outer part of the off-shore zone (in abbreviation — OPZ).

In ASR the highest quantity of suspended matter is the result of the main quantity of solid particles in suspended state. They are insignificant transported from the depth of 7—8 m towards the shore (during the period of small waves) and the wash-out from the sand riffs by compensational seawards currents (storm waves).

During the period of small waves in the composition of suspended matter the silty-pelitic material predominates (fig. 1, b). The storm waves contribute to the wash-out of the bottom in ASR and to the insignificant increase of the relative contents of sand fractions (fig. 1, r). This leads to wash-out and weighing of sediments in ASR and to perpendicular transportation of suspended matter towards the sea).

With the depth increasing (OPZ) the wave influence to the bottom lessens and the entered suspended material is transported further under the residual influence of compensational and drift currents. Resulting from the mechanical differentiation and sedimentation of greater particles of suspended matter on the bottom in the depths of more as 15 m the amount of silty and muddy material, significantly increases and consequently sand amount decreases from 75% on the III sand riff to 5% on the outer edge of the profile (depth 26 m).

At the same time the transporting material is redistributed in water (up to the surface), and its total amount significantly decreases towards the sea. In funnel between the sand riffs the bottom acts as the traps for suspended matter especially when it moves towards the shore by small waves. While moving seawards (up to the depth of 20—22 m) the waves energy fades out, the contents of suspended matter significantly decreases, and the part of smaller fraction increases. Then the distribution of suspended matter in the water becomes relatively even. Therefore we deal with

the transportation of suspended matter towards the open sea. The differences in quantity of suspended matter of ASR and OPZ areas also show that in the first one lithodynamical processes, and consequently the processes of recent sedimentation are 4–7 times more intensive than in the second one. ASR there is mainly the source of suspended matter, while OPZ — predominantly the area of its transportation and partial sedimentation. Storm waves for many times increases range of the wash-out of bottom sediments in the surf zone and at the same time they are carrying out the sediments into the deep sea areas.

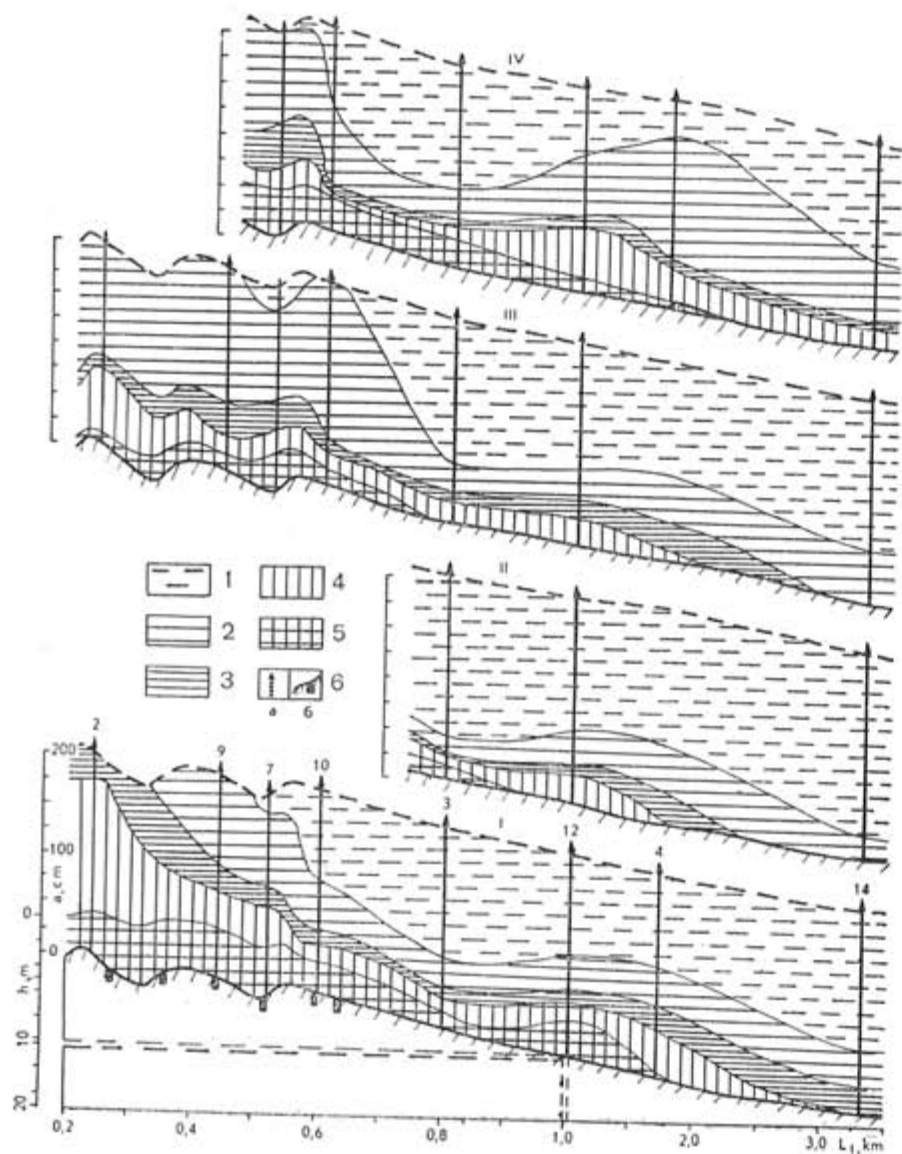


Fig. 2. Distribution of suspended material in the near-bottom water layer (2 m) along the profile of underwater shore slope (I–IV storm cycles).
The quantity suspended sediments, in g:
1 — <10, 2 — 10–50, 3 — 50–100, 4 — 100–300, 5 — >300, 6 — sampling place (a) and bottom profile (b).

The profile of Liubiatowo. The investigations have been carried out during 4 different stormy cycles with the wind — direction from NW to SE (fig. 2).

In the ASR the distribution of the suspended matter determines the stirring-up and the wash-out of bottom sediments as well as partly income of colic (beach) material and transportation of weighed sediments by currents. The velocity of those currents (Zeidler et al., 1980) is sufficient to wash out in great amounts, to weigh and transport sand and gravel. It is proved by a large amount of biogenous material and weathered particles in the suspended matter and the increase of the contents of OPZ of glauconite and siliceous components, which indicate the wash-out of Quarternary and Mezo-Kainozoic bottom deposits, speaks about the transportation of the washed out material into the depth of the sea. This transportation is predisposed by temporal short-terms waterlevel oscillations. The change of current, direction for 180° determine rather stable character of quantitative distribution of suspended matter and the amount of sand fractions in them. This is also noticeably reflected on the distribution of mineral contents and the granulometric types of suspended matter, which is promoted by the higher velocity of the shore currents in the region of the seaward slope of the fourth sand riff at the depth of 6 m.

In the OPZ to the depth of 8–9 m the regular decrease of distribution of the contents of sand, certain minerals and granulometric types of suspended matter can be observed. It is determined by the decrease of wave influence to the bottom and further transportation of material under the influence of slow currents and mechanical differentiation of sedimentary material.

The mentioned along-shore currents at the depth of 1 m above the bottom in the depth of 13–17,5 m, which are opposite to such like in OPZ, are, to our mind, of great importance in the redistribution of suspended matter.

Presumably, in these depths 2 the near-shore currents which have opposite directions (-come into contact). This interaction scatters the sedimentary material in the water.

The coarser material (sand and partly gravel) in the nearbottom water layer is carried out into the OPZ. Depending on the character, velocity and direction of currents, it is sedimentated at the depth from 14 m to 20 and more meters.

Silty-pelitic material including some coarser minerals (quartz, mica, biogenous carbonates etc.) is incorporated presumably into a superficial layer of the currents and enters the deep-water zone of sedimentation.

Having looked through the regularities of distribution of the suspended matter under conditions of small and storm waves in the near-shore zone of sedimentation, we shall try to make balance calculations with certain assumptions. First of all, 60% of the time of matter in the conditions of small waves in this zone is assumed to be as follows (table 2).

As it is seen from the above given data the contents of suspended matter in ASR as well as in OPZ of the shore sedimentation zone rapid increases from the surface of the sea to the bottom. In the 1 m thick water layer above the bottom of OPZ is the concentration of suspensions significantly increases in relation to the contents of silty-pelitic fractions when the coarser material have been sedimentated, and approximately in the 2-meter thick near-bottom layer the concentration makes up to 5 mg/l. This is proved also by the analysis of granulometric composition of the suspended matter (table 3).

Table 2

The concentration of suspended material in the waters of shore zone sedimentation in the conditions of calm waves

Area	Place of observation	Concentration of suspension, mg/l				
		Horizon, M (cm from the bottom)				
		0 m	3 m(50 cm)	6 m(200 cm)	(50 cm)	(10 cm)
Liubiatowo	ASR	2,6	—	3,2	5,3	7,4
	OPZ	1,8	2,2	3,2	4,4	8,5
Nida	ASR	3,8	—	—	4,6	—
	OPZ	1,9	—	—	3,0	—
Average	ASR	3,2	—	3,2	5,0	7,4
	OPZ	1,9	—	3,2	3,7	8,5
Average in the waters of shore sedimentation zone		2,0	—	3,2	4,4	8,0

Table 3

Granulometric composition of suspensions in the 2-meter thick near-bottom layer of the shore sedimentation zone in the S and SE parts of the Baltic Sea during different hydrodynamical conditions

Place of observation	Interval of depth, m	Waving	Granulometric composition, mm		
			Sand	Silt	Pelitt
			1-0,1	0,1-0,01	<0,01
near-shore line	1	various	60,6	39,4	
ASR	3,5-8	small	15,1	69,0	15,9
		storm	55,5	39,2	5,3
OPZ	8-26	small	5,5	38,7	55,8
		storm	36,3	32,1	31,6

As it is seen from table 3, with the removal from the shore the amount of the fine-grained material increases in all the cases. If to take into consideration that thinsilty fraction practically makes up almost the half of the total silt quantity, it comes apparent that within the limits of the OPZ the quantity of silt and clays particles exceeds 50%. But it is presumed that it is equal to 60% of the whole suspended matter in the 2-meter thick near-bottom layer. Finally this material is carried out of the limits of the shore sedimentation zone.

Having taken into consideration the cited data that the quantity of the suspended matter during the storm period increases 4-7 times (approximately 6) in comparison with the small waves period and having compared this correlation with the data of table 2, we get annual average concentration of suspended matter 20 mg/l in 2-meters thick the near-bottom layer of the water.

The area of the bottom which occupied shore sedimentation zone, is about 150.000 km². It is annually found 10,8 mln. t of sedimentary mate-

rial in this layer. In the remaining layer of the water of the shore zone 21,3 mln. t of this material can be found. Together with the material of river solid discharge (6,3 mln/t) in the shore sedimentation zone total 38,6 mln/t of sedimentary material can be found, 12,5 mln. t of which is sedimentated directly in this zone, forming the drift of the wave-field. We must take into consideration that almost 70% of this material (sand fractions) is sedimentated in ASR. The comparison of the data with

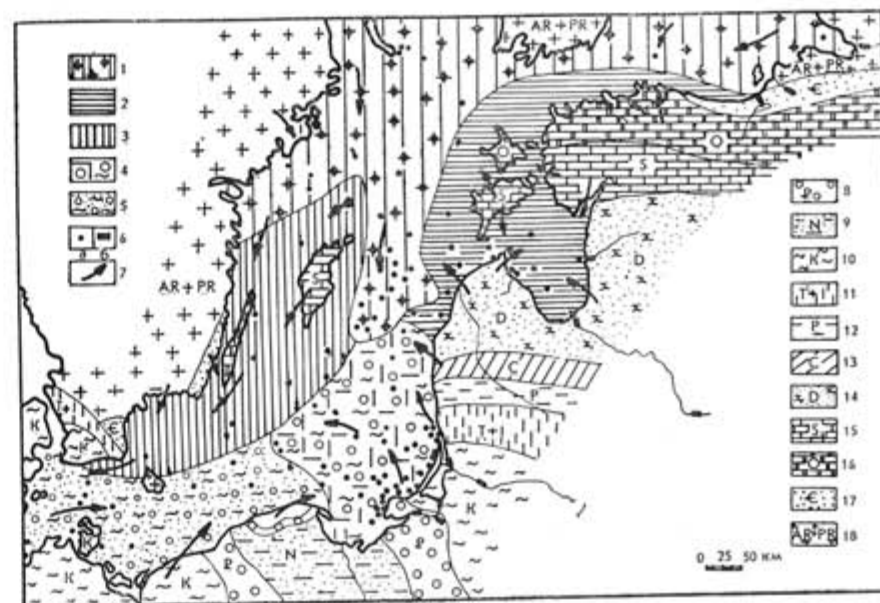


Fig. 3. Terrigenous-mineralogical provinces of suspended matter in the Baltic Sea. Provinces: 1 - northern, 2 - north-eastern, 3 - western, 4 - south-eastern, 5 - south-western, 6 - places of stations (a - in the sea, b - in the rivers), 7 - main directions of inflow and distribution of the terrigenous material.

Scheme of geological structure of the drainage area:

8 - Paleogene, 9 - Neogene, 10 - Cretaceous, 11 - Triassic-Jurassic, 12 - Permian, 13 - Carboniferous, 14 - Devonian, 15 - Silurian, 16 - Ordovician, 17 - Cambrian, 18 - Pre-cambrian rocks.

those got earlier (table 1 and also Blazhtchishin, Shujskij, 1973, Gudelis, Jemeljanov, 1976) points to rather close relations. Being got by various methods they present a rather full picture of the scape of the shore sedimentation zone. The calculated indices of the income (256 t/km²) and accumulation (83 t/km²) give general evaluations of the processes of sedimentation on the bottom. Having sandy deposits in the ASR making up only 20% of the shore zone, the indice of accumulation in it is equal 513 t/km². Than we get that the velocity of recent sedimentation in the ASR makes up 29,5 cm/1000 years and in the all shore zone - 15 cm/1000 years. It requires mentioning that according to our latest data (Pustelnikov, 1980) the analogical velocities in the deep-water sedimentation zone are significantly heigher. They make up 62,1 cm/1000 years.

The analysis of the mineral composition of suspended material shows that within the limits of the zone, the material of erosional and eolic origin exists, and in the OPZ a significant place is taken by minerals for instance glaukonite, carbonats and others (Pustelnikov, 1980; Pustelnikov, Stauskaitė, 1979). The available data clearly prove the income of

material in result of the wash-out of the shores and the bottom of the south and south-eastern Baltic Sea formed by Quarternary and Mezo-Cenozoic rocks. Not rich but typical complex of minerals of carbonate and crystal rocks enabled us to single out preliminary the terrigenous-mineralogical provinces of suspensions in the northern and western parts of the sea (fig. 3).

The above presented material is the first attempt to solve the problem of off-shore sedimentation from the position of lithodynamical studying of the suspended matter. Lack of the material needed from the northern and western parts of this zone did not permit us to carry out properly the balance calculations for the off-shore sedimentation zone in the separate areas of the Baltic Sea. The received results however, show the tremendous role of the shore zone (especially ASR) in the nourishment by the sedimentary material of the deeper areas of the sea and by the sand beaches. This zone is also an active supplier of the material exerting influence on various hydrotechnical constructions on the sea coast.

REFERENCES

- ANTSYFEROV S. M. et al.: 1980. Distribution of suspended sediment over coastal zone of Lubiatovo. Polish Academy of sciences, Institute of hidroengineering, Gdańsk. Hidrotechnical Transactions, vol. 41, Warszawa—Poznań.
- BLAZHTCHISHIN A. A. I.: 1972. Geological structure and bottom sediments of the Baltic Sea (in Russian). Diss., Vilnius University.
- BLAZHTCHISHIN A. I., SHUISKYJ Y. D.: 1973. Baltic Sea nourishment by terrigenous material (in Russian). *Lytologyja i Poleznyje Iskopaemyje*, Nr. 3.
- GUDELIS V. and JEMELJANOV E. (Editors): 1976. *Baltic Sea Geology* (in Russian). „Mokslas“, Vilnius.
- KIRLYS V. J. et. al.: 1980. Vertical distribution of suspended sediment near shoreline. In: Hidrotechnical Transactions, vol. 41, Warszawa—Poznań.
- PRATJE O.: 1956. Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee. *Dtsch. Hydr. Z.*, B. 1.
- PUSTELNIKOV O. S.: 1975. Particulate organic matter and its sedimentation on the bottom of the Baltic Sea (in Russian). *Okeanologiya*, vol. N. 6.
- PUSTELNIKOV O. S.: 1976. Sedimentary Material Balance and Rates of the Recent Sedimentation in the Baltic Sea (in Russian). „Baltica“, Nr. 6, Vilnius.
- PUSTELNIKOV O. S. et. al.: 1977. Suspended drifts of the transit section of the South-Eastern part of the Baltic Sea coast (1. Quantitative distribution of drifts on upper part of shelf at the calm and stormy sea (in Russian). *J. of Academy of Sciences of the Lithuanian SSR*, ser. B, vol. 5 (102).
- PUSTELNIKOV O. S., STAUSKAITE R.: 1979. Suspended drifts of the transit section of the South-Eastern part of the Baltic Sea coast (2. Granulometrical and mineralogical composition of the drifts at the calm and stormy sea (in Russian). *Ibidem*, vol. 1 (110).
- PUSTELNIKOV O. S.: 1980. Lithological characteristics of suspended sediment under various hydrodynamical conditions. In: *Hidrotechnical Transactions*, vol. 41, Warszawa—Poznań.
- PUSTELNIKOV O. S.: 1980. Some features of shore and deep sea sedimentation and balance of sedimentary material in the Baltic Sea. 12-th conference of the Baltic oceanographers. Abstracts. Leningrad.
- ZEIDLER R. et. al.: 1980. Hydrodynamical conditions in the coastal zone under „Lubiatowo-76“ programme. In: *Hidrotechnical Transactions*, vol. 41, Warszawa—Poznań.

ПРИБРЕЖНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

О. ПУСТЕЛЬНИКОВ

РЕЗЮМЕ

Прибрежное осадконакопление, охватывающее полосу активного волнового воздействия, рассматривается как составная часть осадочного процесса Балтийского моря.

На основе исследования взвеси и взвешенных наносов, донных осадков и выносов рек в различные сезоны года, полигонных наблюдений близ Ниды (СССР) и Любятово (ПНР) при неодинаковом гидродинамическом режиме установлено, что в прибрежную зону поступает преимущественно материал абразионно-эрозионного генезиса, в которой он заметно дифференцируется. Здесь осаждаются крупноалевритовый и песчаный материал ($>0,05$ мм). Мобилизации и перераспределению осадочного вещества в прибрежной зоне седиментации заметно влияет штормовое волнение. В этот период количество взвешенных наносов по сравнению с периодом относительного спокойствия моря увеличивается в 9—14 раз. При этом, в районе подводных валов перемещение наносов в 5—7 раз выше, чем во внешней части прибрежной зоны седиментации.

По нашим подсчетам в исследуемой зоне (150 тыс. км²) ежегодно находится 38,6 млн. т. осадочного материала, 12,5 млн. т (32,5%) из которого (песчаные и крупноалевритовые фракции) осаждаются непосредственно в этой зоне, формируя наносы волнового поля. Почти 70% этого материала осаждаются в зоне валов.

Модули поступления (256 т/км²) и аккумуляции (83 т/км²) показывают масштабность процессов накопления осадочного материала на дне прибрежной зоны седиментации. Скорости современной седиментации здесь составляют 15 см/1000 лет, увеличиваясь в зоне валов до 29,5 см/1000 лет. Это в несколько раз меньше, чем аналогичные темпы в зоне глубоководной седиментации (62,1 см/1000 лет). Минеральный состав наносов представлен материалом эрозионного и эолового генезиса и, в первую очередь, кварцем, полевыми шпатами, глауконитом, карбонатами и др.

Представленный материал является первой попыткой решать проблемы прибрежной седиментации с позиций литодинамического изучения взвеси и взвешенных наносов.

К ИССЛЕДОВАНИЮ ДОННЫХ ОСАДКОВ ВЯЙНАМЕРИ (МООНЗУНД)

Я. А. ЛУТТ, К. К. ОРВИКУ (мл.), Ю. К. КАСК, Таллин

В прибрежной зоне Балтийского моря немало районов более или менее изолированных от открытого моря: Сааристомери (Финляндия), Вяйнамери (ЭССР), Куршский залив (Лит. ССР), Висленский залив (ПНР), районы о. Рюген (ГДР). Все эти участки Балтийского моря имеют общие характерные черты — значительные амплитуды температуры воды, течения в проливах, суровый ледовый режим, богатую флору и фауну и т. д., которые накладывают на ход осадконакопления свой отпечаток.

Одним своеобразным, но с точки зрения современного осадкообразования сравнительно слабо изученным районом Балтийского моря является Вяйнамери («море проливов») в пределах Западно-Эстонского архипелага. Его площадь без островов 2243 км² и средняя глубина 4,9 м (наибольшая глубина около 22 м). В пределах Вяйнамери имеется множество маленьких островов, отмелей, заливов и проливов. Общая длина береговой линии Вяйнамери составляет приблизительно 700 км, из которых 470 км падает на долю островов (Mardiste, 1970).

Вяйнамери располагается в зоне выходов верхнеордовикских и силурийских карбонатных пород. Последние в виде известняков, доломитов и мергелей обнажаются на северном берегу островов Муху и Сааремаа, западном берегу острова Вормси, восточном берегу о. Хийумаа и в некоторых других районах. Палеозойские породы перекрыты плейстоценовыми гляциальными отложениями, которые местами подвергаются деятельности моря. Нередко гляциальные отложения покрыты морскими голоценовыми осадками.

Вяйнамери расположено в области неотектонического поднятия земной коры, скорость которого в настоящее время составляет 2—3 мм в год (Желнин, 1975). Относительное поднятие земной коры обуславливает постепенное расширение суши за счет морского дна Вяйнамери. Если об изменениях размеров бассейна за последние два столетия можно судить сравнивая географические карты разных времен, то о более древних размерах Вяйнамери свидетельствуют древние береговые образования на территории Западной Эстонии и островов Западно-Эстонского архипелага (Кессел, Раукас, 1967; Кессел, Пуннинг, 1969 и др.).

Основными факторами, определяющими распределение осадков по дну Вяйнамери являются рельеф дна, волнение и ветровые течения. При этом необходимо подчеркивать роль течений, поскольку уже при 3—4 бальном ветре скорость придонных течений (на расстоянии 0,5—1,0 м от дна) доходит до 22,1 см/сек (Mardiste, 1973).

С 1973 года Институтом геологии АН ЭССР начаты планомерные исследования донных осадков Вьянамери. При выполнении морских работ используется небольшое рыболовецкое судно типа МЛ-12. Это деревянное основание длиной около 14 м и шириной 3,5 м, водоизмещением около 20 т (фото 1). Осадка судна не более 1,7 м. (Lutt, Orviku,

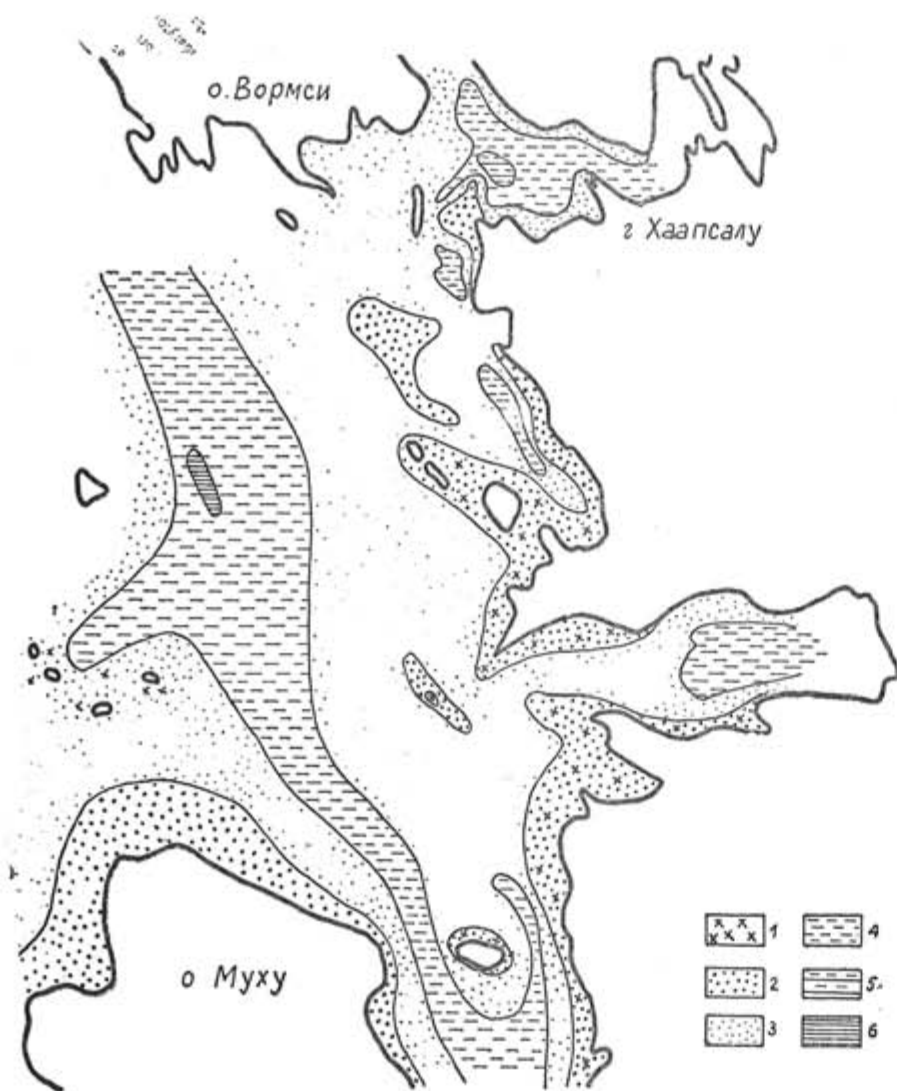


Рис. 1. Схема распространения гранулометрических типов поверхностного слоя донных осадков восточной и средней частей Вьянамери по данным точечного опробования дночерпателем.

1 — валуны, гальки, 2 — средне- и крупнозернистые пески, 3 — мелкозернистые пески, 4 — крупные алевриты, 5 — мелкоалевритовые илы, 6 — алеврито-пелитовые и пелитовые илы

1975). Для проведения исследовательских работ судно переоборудовано. Вместо трюма построена каюта, а на корме за штурманской рубкой установлена А-образная мачта с такой же стрелой (фото 2). При помощи механической лебедки грузоподъемностью около 1 т и стрелой можно с кормы судна работать разными исследовательскими приборами —

дночерпателем, малой вибропоршневой трубкой и т. п. Технические возможности судна позволяют использовать лишь вибротрубку небольших размеров. Поэтому на базе известной 4,5-метровой вибропоршневой грунтовой трубки конструкции Е. И. Кудинова (1957) была изготовлена малая вибротрубка с длиной колонковой трубы 2,2 м.

В результате исследований последних двух лет в восточной и средней частях Вьянамери получено около 200 дночерпательных проб и 54 колонки малой вибропоршневой трубки, позволяющие сделать некоторые предварительные выводы о характере и вещественном составе современных донных осадков Вьянамери.

На первых этапах работ при изучении современных донных осадков Вьянамери обращалось главное внимание на их гранулометрию. Для определения гранулометрических типов осадков использовалась классификация, предложенная П. Л. Безруковым и А. П. Лисициным (1960).

Гранулометрический состав изучен в 133 пробах поверхностного слоя (первые 5—7 см). На исследованных участках встречаются крупно-, средне- и мелкопесчаные, крупноалевритовые и илистые (мелкоалевритовый, алеврито-пелитовый и пелитовый ил) осадки (рис. 1). Грубообломочный материал (гравийные зерна, галька) встречается в виде примесей.

Крупно- и среднепесчаные осадки имеют ограниченное распространение. Они встречаются на подводных банках и в узкой прибрежной полосе, где глубина моря обычно не превышает 2 м. В 15 пробах крупно- и среднезернистого песка содержание фракции 1,0—0,25 мм составляет 45—90%, содержание галек колеблется от 0% до 20%, гравийных зерен от 0% до 30% и мелкопесчаной фракции от 1% до 40%.

Мелкий песок является среди современных осадков изученных районов самым распространенным типом (64 пробы) и встречается обычно в интервале глубин от 2 до 7 метров. Содержание мелкопесчаной фракции 45—80%, иногда даже до 95%, среднепесчаной 5—30% и крупноалевритовой 5—40%. Сортированность мелкопесчаных осадков хорошая, $S_o = 1,3—1,8$ (Леонтьев, 1963).

Крупноалевритовые осадки также характерны (38 проб). Распространяются они на более глубоководных участках, где глубина моря 8 и больше метров, а в центральных частях заливов на глубинах 4—5 метров. Содержание фракции 0,1—0,05 мм обычно 45—75%, 0,25—0,1 мм 5—30% и 0,05—0,01 мм 5—35%. Сортированность крупноалевритовых осадков хорошая, $S_o = 1,2—1,7$.

Илы встречаются среди осадков изученных участков сравнительно редко (15 проб). Преобладают мелкоалевритовые илы, которые развиты на небольших площадях в заливах и в центральной части Вьянамери.

Минеральный состав донных осадков Вьянамери изучен в немногих пробах. К иммерсионному анализу подвергались фракции 0,25—0,1 мм; 0,1—0,05 мм и 0,05—0,01 мм, а к рентгенографическому — фракция <0,001 мм (в отдельных случаях фракция <0,005 мм).

В изученных пробах преобладают легкие минералы ($d < 2,89 \text{ г/см}^3$) кварц, полевые шпаты, карбонаты и слюды, содержание которых во фракции 0,25—0,01 мм 96,3—99,97%, во фракции 0,1—0,05 мм 89,58—99,31% и во фракции 0,05—0,01 мм 95,56—99,27%.

Содержание тяжелых минералов ($d > 2,89 \text{ г/см}^3$) самое высокое в крупноалевритовой фракции — в среднем 3—6% и самое низкое во фракции среднезернистого песка — обычно меньше 1%. Преобладающими минералами в мелкопесчаной фракции являются амфиболы, содер-

жание которых всегда высокое — 40—60%, гранаты — 15—30%, рудные минералы (магнетит, ильменит, бурые гидроокислы железа, лейкоксен и др.) — 10—20%, пироксены — 7—10% и эпидот — 5—10%. В алевроитовых фракциях содержание амфиболов снижается (во фракции 0,1—0,05 до 50%; во фракции 0,05—0,01 мм до 30%), но количество гранатов все же высокое — 20—30%. Несколько увеличивается содержание пироксенов — до 13% и эпидота — до 15%. Заметно возрастает количество рудных минералов — до 40% и циркона — до 30% (в мелкопесчаной фракции до 2%). Количество других тяжелых минералов незначительное. Всего в изученных пробах обнаружено более 30 обломочных минералов и минеральных групп.

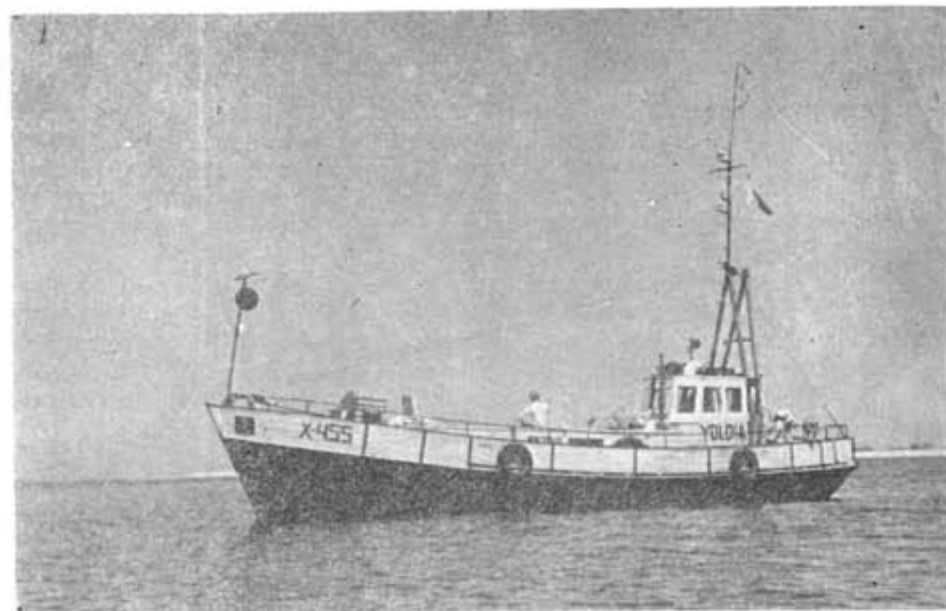


Фото 1. Исследовательское судно ИГ АН ЭССР «Июльдия», длиной 14 м, шириной 3,5 м, осадкой 1,7 м

Пелитовый материал исследовался дифрактометром УРС-50 ИМ под руководством Э. Пирруса. Изучались ориентированные препараты фракции <math><0,001\text{ мм}</math> (в отдельных случаях и фракции <math><0,005\text{ мм}</math>) на стекле. Всего было проанализировано 29 проб.

Данные рентгенографического анализа показывают, что в изученных размерных фракциях явно преобладают глинистые минералы, составляющие 90—95% от всей фракции.

Из глинистых минералов обнаружены гидрослюды, хлориты, монтмориллонит, каолинит и смешаннослойные образования типа монтмориллонит-хлорит и гидрослюда-хлорит. Из обломочных минералов встречаются кварц, полевые шпаты и карбонаты (кальцит, доломит, сидерит).

Самыми распространенными глинистыми минералами являются гидрослюды, составляющие 75—80% от глинистого вещества. На дифрактограммах большинства проб обнаруживаются интенсивные базальные рефлексы гидрослюды с $d_{(001)}=9,85-10,05\text{ \AA}$; $d_{(002)}=4,98-5,01\text{ \AA}$; $d_{(003)}=3,31-3,33\text{ \AA}$. Во многих случаях базальный рефлекс первого порядка сдвинут в сторону больших межплоскостных расстояний, что указывает на значительное содержание в составе гидрослюды смешаннослойных образований с частично разбухающей решеткой (Грим и др., 1955).

Во всех изученных пробах установлены минералы хлоритовой группы, характеризующиеся на дифрактограммах рефлексами около 14 \AA , которые после двухчасовой термической обработки при $500\text{ }^\circ\text{C}$ сохраняются. Содержание хлоритов 15—25%.

Неожиданностью оказался тот факт, что каолинит в осадках Вьянамери является редкой примесью — до 5% (из 29 проб в 8 пробах), хотя в ленточных глинах Эстонии этот минерал весьма характерен — 15—20% (Пиррус, 1968).

Глинистые минералы монтмориллонитовой группы в изученных пробах обнаружены в очень небольшом количестве и сравнительно редко.

Вышеприведенные сведения о донных осадках Вьянамери пока немногочисленные, но позволяют все же сделать некоторые выводы.

По данным бурения с 2,2-метровой вибропоршневой трубкой выяснилось, что современные морские осадки имеют в пределах Вьянамери

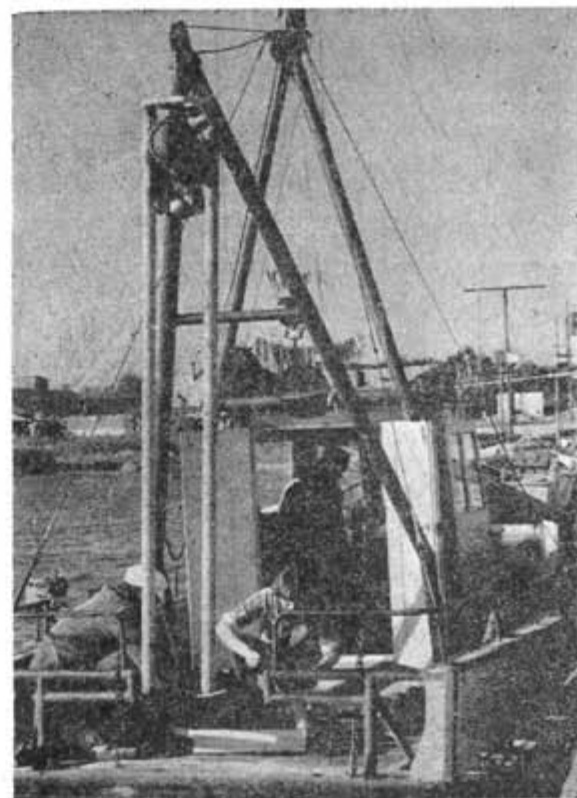


Фото 2. Рабочая площадка на корме исследовательского судна с А-образной мачтой и стрелой. Сборка 2,2-метровой вибропоршневой трубки

сравнительно ограниченное распространение и небольшую мощность (до 2 м). Лишь в проливах Суур-Вяйн и Вяйке-Вяйн мощность современных морских осадков превышает 2 м. На значительных площадях в северной и центральной частях Вьянамери на дне размываются гляциальные отложения (ленточные глины, морены). По мощности современных донных осадков в Вьянамери целесообразно выделить три группы участков. Во-первых, северная и центральная части, где современные осадки практически отсутствуют*, во-вторых, материковые заливы и межостровные участки, где мощность донных осадков до 1,0 м, и в-третьих, проливы Суур-Вяйн, и Вяйке-Вяйн, где мощности осадков больше 1,0 м.

Основным источником питания осадков в Вьянамери является подводный размыв ленточных глин и морен, второстепенными — абразия берегов и выносы небольших рек.

* (На схеме рис. 1 такая обстановка не отражается, поскольку размывающиеся гляциальные отложения покрыты 1—4 сантиметровым непостоянным слоем наносов, по которым составлена настоящая схема.)

Роль пелитового материала в образовании осадков в Вайнамери незначительная, хотя морены и ленточные глины очень богаты этим компонентом. По-видимому пелитовый материал выносится течениями через проливы в Рижский залив и открытое море.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕЗРУКОВ П. Л., ЛИСИЦЫН А. П.: 1960. Классификация осадков современных морских водоемов. Тр. Ин-та Океанол. АН СССР, т. 32.
 ГРИМ Р. Е., БРЕДЛИ В. Ф., БРАУН Г.: 1955. Слюдистые минералы глин. В сб.: Рентгеновские методы определения минералов глин. М.
 ЖЕЛНИН Г. А.: 1975. О достоверности карт (схем) скоростей современных движений земной коры (на примере карт территории Прибалтики). В сб.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту.
 КЕССЕЛ Х. Я., РАУКАС А. В.: 1967. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Таллин.
 КЕССЕЛ Х., ПУННИНГ Я.-М.: 1969. Об абсолютном возрасте голоценовых трансгрессий Балтики на территории Эстонии. Изв. АН ЭССР. Химия, Геология, 18/2.
 КУДИНОВ Е. И.: 1957. Вибропоршневая грунтовая трубка. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 25.
 ЛЕОНТЬЕВ О. К. 1963: Краткий курс морской геологии. М.
 ПИРРУС Э. А.: 1968. Ленточные глины Эстонии. Таллин.
 LUTT, J., ORVIKU KAAREL.: 1975. Väikelaevad geolbgiistel uuringuil. „Eesti Loodus“ Nr. 11.
 MARDISTE, H. VAINAMERI. Rmt.: 1970. Lääne-Eesti rannikualade loodus. Tallinn.

ON INVESTIGATION OF THE BOTTOM SEDIMENTS IN VAINAMERI — MOONSUND AREA

J. A. LUTT, KAAREL ORVIKU and J. K. KASK

ABSTRACT

The article deals with the brief characteristics of the granulometric and mineralogic compound of the superficial layer of the recent bottom sediments in the Moonsund archipelago waters. The sediment samples were taken by piston core sampler from a small research vessel.

Fe AND Mn FORMS IN SEDIMENTS IN THE GEOCHEMICAL PROFILE OF THE BALTIC SEA

by

E. M. EMELYANOV, M. F. PILIPCHUK, B. V. VOLOSTNYKH, G. S. KHANDROS,
 Yu. O. SHAIUROV, Kaliningrad-Gelendgik

During previous lithology geochemical investigations (Manheim, 1961; Hartmann, 1964; Gorshkova, 1967; Blazhchishin, 1972, 1976) it was found out that high contents of Mn (to 4.70%), Fe (to 7.08%), P (to 0.40%) and some other elements are accumulated in muds of the Baltic basins. Later it was discovered (Emelyanov, 1977_{a, b}) that great amounts of dissolved Mn²⁺ (to 1050 µg/l) are accumulated in the near-bottom water layers of the basins. Under certain conditions manganese falls into suspension where its content increases to 1.56%. This suspension settles enriching the upper mud film in manganese gels and partly in hydrous ferric oxides. Authigenous forms of Mn and Fe in muds are represented by carbonates, hydroxides, sulphides, vivianite etc.

Special lithology-geochemical studies (Emelyanov, 1977_b) were carried out in August 1976 for the purpose of extending knowledge about geochemistry of iron and manganese in the Baltic sea. The investigations were concentrated in the most interesting and deep basins (the Gotland basin with a depth of 260 m and the Landsort one with a depth of 460 m) so as to take a single geochemical profile (Fig. 1). t°, S and O₂ in sea water were determined by B. V. Volostnykh. Authigenous minerals in dredges and cores of 300 cm in length were studied by E. M. Emelyanov, N. G. Lozovaya and A. S. Kozhevnikov by means of microscope and diffractometer DRON-1.5. Eh, humidity, mobile. Forms of iron (Fe³⁺, Fe²⁺) and manganese (Mn⁴⁺) were determined in fresh sediments samples on board the ship (M. F. Pilipchuk, G. S. Khandros). Besides, the concentration of water suspension was determined by the filtration method (filters with 0.5-mk pores) in sea water samples subjected to the hydrochemical analysis. Fe and Mn were studied in water suspension and filtrates in laboratories (Yu. O. Shaidurov, N. B. Vlasenko). CO₂, C_{org}, Fe_{total}, Mn_{total} and grain size distribution were also determined in sediments. The results obtained on geochemistry of Fe and Mn are discussed in this paper.

* By mobile (or reactional) forms of Fe and Mn we mean the compounds with go into the 3.5 N sulphate extract under CO₂ atmosphere.

It is known that due to inflow of salty sea waters spreading as the near-bottom layer from the Denmark Straits to the north-east, i. e. into the Baltic Sea, the water mass becomes sharply stratified. The layer of the almost fresh Baltic waters is on top and that of the saltish North sea waters is below. Because of such stratification the vertical mixing in the



Fig. 1. The position of stations

sea is in difficulties. As a result from the life activity of phytoplankton and from the mineralization of settling organic matter the deep waters become scanty in oxygen, sometimes up to its absolute disappearance, and deep waters of basins are saturated with hydrogen sulphide. However, due to recurrent inflows of the North sea waters and heavy gales, the North sea waters enriched in oxygen penetrate into basins aerating them. It is found out (Fonselius, Rattanasen, 1970) that the periodicity of hydrosulphuric contamination and aeration of the basin deep waters ranges from 6 to 9 years. For the last time H_2S was accumulated in the Gotland and Landsort basins in 1967—1969.

During our studies a sharp thermocline was at a depth of 25 to 50 m. Above it the water temperature ranged from 10 to 18°, and below it was 2.9—5°. Salinity amounted to 7—8‰ and 8—13‰ respectively (13.1‰ near the bottom of the Gotland basin). The oxygen content in the upper layer was equal to 0.5—0.2 ml/l (0.5—2.0 m from its surface).

Two sedimentation zones are distinguished in the Baltic sea (Blazhchishin, 1972, 1976): the coastal one represented by sands and silts (down to depths of 30 to 40 m) and the deep-sea one represented by semi-fluid and soft terrigenous muds of dark green-grey colour. These two zones are divided by the zone of zero sedimentation or the erosion zone. The latter is represented by Late Quaternary oxidized (brown) moraines (clays) and products of their erosion — gravel with boulders and pebble. Modern sediments occur here only in „pockets“. Ferruginous crusts and ferromanganese nodules are widespread in this zone. Eh of the muds is low, its value in the basin muds reaches +100 mv. If to use the classification according to which the bottom sediments with potential of more than +200 mv are considered to be oxidized, those with 0—+200 mv are slightly reduced and sediments with negative values of Eh are reduced, the muds of the Landsort basin are reduced, those of the Gotland basin are reduced and slightly reduced. The surface layer of sediments in the basins is saturated with hydrotroilite, so the sediment are black.

The distinctive feature of the most fine (pelitic) and abyssal muds of the basins is their clear microlamination (these muds when dry are easily broken into the thinnest leaflets). This microlamination makes the Baltic muds to be similar to the microlaminated calcareous muds of the Black sea. But this resemblance is only formal as the microlamination of the Baltic sea muds is resulted from the alternation of microbeds (0.1—1 mm) consisting of clay (grey interbeds), organic (brown-grey interbeds), diatomic (whitish interbeds) and manganese-carbonate (whitish interbeds) matter remains. The presence of manganese carbonates not only as whitish interbeds but as fine-dispersed matter practically scattered throughout the section of Holocene sediments is very characteristic of coagulated pelitic muds, especially of those from the north-eastern part of the Gotland basin (depths from 220 to 240 m). Sometimes they quantitatively dominate over the sum of terrigenous matter. Consequently, clay sediments are transformed into clay-manganese-carbonate or even manganese carbonate ones. These sediments are actually a new mixed terrigenous chemogenic type not described yet in the literature. Based on the X-ray analysis data manganese carbonates account for 10—40% of a total mud sample. But they are present in much more large quantities usually as a part of them is non-crystallized and gets into the amorphous phase. According to the study of smears and microsections of such muds manganese carbonates ranges from 30 to 80% in them (Fig. 2). They are usually small irregular or oval grains of 0.001—0.005 mm size. Carbonates are of complicated composition, but as the age increases they become more similar with rhodochrosite. Sometimes the size of rhodochrosite grains is to 0.2 mm. They range from 90 to 100% of a heavy coarse-aleuritic subfraction (specific gravity >2.9) and from 10 to 70% of a light one (e. g. in a core from St. 2545).

Microlaminated muds of the Gotland basin are enriched in organic matter (up to 9.51% of C_{org}). This is the maximum value of C_{org} (among know ones) for the Baltic Holocene muds characterizing by the high content of C_{org} (Table 1). But there is a small amount of the organic matter (usually 1% of C_{org}) in Quaternary moraines.

In addition to clastic minerals characteristic of granite-gneiss, manganese carbonates and moraines the authigenous minerals (vivianite, collo-

Table 1
 Ferrum and manganese forms in the Baltic Sea sediments in Gotland and Landsort geochemical profiles
 (R/V „Professor Dobrynin“, Cruise 4/41, August 1976)

Horizon (in cm)	Type of Sediment	Fraction <0.01 mm(%)	Moisture (%)	Eh (mv)	Content (%)							
					Co ₂	C _{org}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{inorg}	Fe _{org}	Mn ²⁺	Mn _{total}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13

Gotland Profile
 Station 2844, Depth 240 m

0-5	Pelitic terrigenous, low-manganese semi-fluid, greenish grey mud, with troilite film	—	80.59	-100	5.83	3.42	1.15	0.92	2.81	4.88	0.00	2.64
20-25	The same mud, but enriched in organic matter (sapropelic)	—	82.46	-95	0.55	9.51	1.80	0.26	4.18	6.24	0.00	0.86

Station 2845, Depth 240 m

0-5	Pelitic terrigenous, low-manganese semi-fluid, with hydrotroilite, greenish, grey mud	—	80.83	+50	3.52	3.57	2.15	0.81	1.92	4.90	0.00	2.64
15-20	Pelitic terrigenous, semi-fluid, coagulated, microlaminated, enriched in organic matter (sapropelic), black grey mud	—	78.10	-70	3.74	7.08	0.66	0.20	5.82	6.68	0.00	4.20
20-25	Pelitic terrigenous, low-manganese microlaminated (alternation of black (hydrotroilite) and grey interbeds)	—	77.90	-70	5.50	4.23	1.66	0.59	2.81	5.06	0.00	4.38
60-65	Pelitic terrigenous, low-manganese homogeneous, soft, greenish grey mud	—	69.97	-23	5.94	4.32	0.65	0.22	3.93	4.80	0.00	4.80
90-95	Pelitic terrigenous, low-manganese soft, microlaminated (dark grey and light grey interbeds 0.2-1.0 mm), enriched in organic matter (sapropelic) mud	—	69.00	-92	4.84	7.44	1.28	0.27	5.13	6.68	0.00	4.00
130-134	Pelitic terrigenous, low-manganese soft, dark grey mud	—	63.57	-84	0.00	3.12	0.79	0.21	4.48	5.48	0.00	0.40

160-164 Pelitic terrigenous, compact, mottled, with black spots (nests) of hydrotroilite (Pleistocene) on a with ish background

—	—	—	55.89	-140	0.22	0.66	0.99	2.62	2.83	6.44	0.00	0.08
---	---	---	-------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Station 2846, Depth 227 m

91.17	91.17	75.59	-20	1.32	3.27	3.27	0.97	1.07	3.32	5.36	0.00	0.83
90.03	90.03	76.21	-83	0.00	3.21	3.21	0.46	1.62	3.16	5.24	0.00	0.03

Site 2847, Depth 155 m

0-5	Pelitic terrigenous, semi-fluid grey black (hydrotroilite) mud	—	74.02	-135	1.76	3.72	0.27	0.16	3.91	4.34	0.00	0.05
10-15	Aleuritic-pelitic terrigenous, homogenous, dark grey with hydrotroilite mud	80.37	63.03	+35	1.76	3.48	0.60	0.32	3.09	4.01	0.00	0.04
15-20	Pelitic terrigenous, microlaminated, dark grey mud	—	65.19	-100	0.88	3.33	0.26	0.21	3.99	4.46	0.00	0.05
45-50	Pelitic terrigenous, homogenous, soft, greenish grey mud	—	76.27	-45	1.32	4.62	0.28	0.90	2.90	4.08	0.00	0.05
75-80	The same	81.14	74.29	-50	0.55	4.38	0.18	0.37	3.89	4.44	0.00	0.06
105-110	The same	—	70.04	-60	2.20	4.02	0.60	0.06	3.34	4.00	0.00	0.05
145-150	The same	84.51	80.00	-70	0.55	4.77	0.65	0.15	3.72	4.52	0.00	0.06

Site 2848, Depth 100 m

0-1	Pelitic terrigenous, with brown upper parts (0-45 cm) and grey lower ones, semi-fluid mud	53.62	68.69	+14	0.66	2.22	0.34	0.24	2.74	2.91	0.00	0.02
1-5	The same	—	—	—	—	—	0.07	0.10	—	—	0.00	—
10-15	Pelitic terrigenous, semi-fluid dark greenish grey mud	—	74.22	-20	1.54	4.17	0.34	0.08	2.94	3.36	0.00	0.03
15-20	Soft, black grey, with gravel, rock debris (Pleistocene) clay	80.41	30.14	+52	4.84	0.57	0.08	0.96	2.50	3.54	0.00	0.05
50-55	The same	—	51.40	+50	2.09	2.01	0.13	0.02	2.52	2.67	0.00	0.02
75-80	The same clay, but lighter	53.57	56.76	-50	1.21	3.51	0.15	0.18	3.07	3.40	0.00	0.05
95-100	The same clay, but light grey blue, with gravel rock debris	63.53	50.50	+60	0.77	0.72	0.46	0.69	2.98	4.13	0.00	0.05
105-110	The same clay, but with nests of soft clayey hydrotroilite nodules	82.68	54.75	-75	1.87	0.66	0.65	2.31	2.18	5.14	0.00	0.06

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

155-160 Compact, viscous, with gravel and rock debris, and with occasional stains of hydrotrillite, dark pink grey mud

58.19 30.27 +75 7.04 0.27 0.70 0.43 2.03 3.16 0.00 0.05

Station 2849, Depth 57 m

0-3 Terrigenous dark, greenish grey coarse silt

6-10 The same silt, but bluish grey

6.73 26.13 +345 0.00 0.57 0.18 0.01 6.11 0.63 tr. 0.01
 — 29.17 +125 0.00 0.42 0.17 0.05 3.88 1.10 0.00 0.02

Station 2851, Depth 80 m

0-10 Terrigenous dark, greenish grey coarse silt

25-30 Very compact with gravel, bluish grey with pinkish spots clay (Pleistocene)

— 31.89 +290 0.00 0.57 0.26 0.05 1.09 1.40 0.00 0.01

Station 2859, Depth 200 m

0-2 Pelitic terrigenous, semi-fluid black grey (hydrotrillitic) mud

20-25 Pelitic terrigenous, dark grey with gouges of hydrotrillite mud

94.24 79.36 +60 0.00 3.78 1.60 0.80 3.02 5.42 — 0.07
 — 76.17 -60 0.00 4.23 1.25 0.71 3.46 5.42 — 0.07

Station 2860, Depth 110 m

0-5 Terrigenous, bad-sorted, greenish grey coarse silt

5.20 14.60 +270 0.00 0.24 0.15 0.07 0.92 1.14 — 0.02

Station, 2861, Depth 143 m

0-5 Fine-aleuritic terrigenous, light bluish grey, with gravel mud

20-25 Compact, viscous, pinkish grey clay (Pleistocene)

48.71 50.21 +160 0.00 0.27 0.86 0.62 3.91 5.39 — 0.05
 78.09 45.76 +90 4.18 0.36 0.79 1.07 2.93 4.79 — 0.05

85-90 The same clay, but with singsns of hydrotrillite

130-135 The same clay, but without gouges of hydrotrillite

170-175 The same

71.16 37.59 +95 7.26 0.33 0.66 0.50 2.79 3.95 — 0.05
 42.40 22.81 +80 8.91 0.18 0.34 0.53 1.80 2.67 — 0.05
 47.28 23.87 +110 8.91 0.27 0.30 0.77 1.74 2.81 — 0.05

Station 2862, Depth 62 m

5-10 Terrigenous, with gravel, yellowish grey (the product of water erosion of underlying moraine) sand

69.62 32.86 +310 7.26 0.24 0.67 0.51 2.41 3.59 — 0.05

Station 2863, Depth 128 m

1-3 Pelitic terrigenous, with gouges of hydrotrillite, dark grey mud

10-20 Pelitic terrigenous, with gouges of hydrotrillite (coagulated), greenish grey mud

20-25 Pelitic terrigenous, dark grey mud

65-70 Pelitic terrigenous, microlaminated, soft, elastic, enriched in organic matter (sapropelitic), dark green grey mud

100-105 Pelitic terrigenous, homogeneous soft, whitish, green grey mud

155-160 The same

186-193 Pelitic terrigenous, microlaminated, coagulated, enriched in organic matter (sapropelitic) dark green grey mud

90.38 73.42 -150 0.00 3.30 0.64 0.79 3.51 4.94 — 0.04
 84.77 75.13 +30 0.00 3.33 1.04 0.40 3.38 4.82 0.04
 83.92 71.35 -160 0.00 3.33 0.80 0.73 3.50 5.03 0.05
 71.54 75.00 -85 2.31 7.59 0.48 0.31 3.72 4.51 0.06
 82.84 64.91 -90 1.21 2.94 1.14 0.67 3.19 5.00 0.05
 83.72 61.19 -95 0.99 2.58 1.06 0.72 3.68 5.46 0.06
 74.04 63.03 -150 0.00 6.33 0.97 0.77 3.26 5.00 0.06

Land sort Profile
 Station 2852, Depth 450 m

0-2 Pelitic terrigenous, low-manganese semi-fluid, black (hydrotrillitic) mud

20-25 Pelitic terrigenous, low-manganese black grey, semi-fluid mud

10-15 The same

55-61 The same

100-105 The same mud, but soft

140-145 Pelitic terrigenous, microlaminated, soft, black grey mud

205-210 The same mud, but low-manganese

96.80 74.81 -40 3.74 2.64 0.31 2.50 2.87 5.66 — 0.22
 96.15 78.92 -60 2.64 2.61 0.37 3.13 2.10 5.60 3.09
 — 78.60 -25 1.98 2.91 0.98 1.99 3.03 6.00 1.85
 97.71 66.51 -30 0.00 1.98 0.40 2.24 3.02 5.66 0.22
 — 66.50 -40 0.00 2.28 0.43 1.40 3.99 5.82 0.25
 — 66.83 -55 0.00 2.25 0.54 2.49 — 0.14
 — 63.68 -40 0.00 2.70 0.70 1.41 — 5.88

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

Station 2853, Depth 345 m

1-3 Pelitic terrigenous, low-manganese semi-fluid, grey black (hydrotrillitic) mud
 20-25 Pelitic terrigenous, semi-fluid, with gouges of hydrotrillite, light grey mud

94.30	81.35	-30	1.54	2.94	0.48	3.75	2.37	6.60	3.02
97.70	68.03	-50	0.00	2.04	0.31	1.13	4.13	5.57	0.12

Station 2854, Depth 180 m

0-3 Pelitic terrigenous, semi-fluid, with gouges of hydrotrillite, light grey mud
 13-20 Pelitic terrigenous, soft, with gouges of hydrotrillite, whitish grey mud
 20-25 Pelitic terrigenous, slightly microlaminated, soft, light grey mud
 58-65 Pelitic terrigenous, microlaminated, soft and elastic, dark green grey mud
 82-88 Pelitic terrigenous, semi-fluid, whitish grey mud
 144-148 The same mud, but soft
 210-215 Pelitic terrigenous, microlaminated, soft and elastic, enriched in organic matter (sapropelic), dark green grey mud
 250-255 Pelitic terrigenous, soft, whitish grey mud
 280-290 Pelitic terrigenous, soft, with numerous soft nodules (1-10 mm), whitish mud
 290-300 Soft nodules of sulphides (hydrotrillite), washed out of mud

97.92	70.43	+20	0.00	2.04	0.79	1.96	2.78	5.53	0.07
97.76	67.76	0	0.00	1.92	1.00	1.27	3.54	5.81	0.09
97.74	67.74	+54	0.00	1.77	0.72	1.62	3.41	5.75	0.09
92.01	72.68	-50	0.00	1.77	0.66	0.35	4.79	5.80	0.12
93.28	81.39	-80	0.00	2.07	2.20	1.88	2.31	6.39	0.10
95.17	61.44	-82	0.88	2.16	1.01	1.04	4.57	6.62	0.07
94.14	38.87	-90	1.54	7.92	0.34	0.28	4.45	5.07	0.17
94.40	60.24	-50	0.00	1.77	0.40	1.51	3.92	5.83	0.12
-	61.92	-175	0.00	1.23	0.52	2.55	2.93	6.00	0.06
-	-	-	0.00	0.81	2.54	13.65	-	-	-

Station 2855, Depth 220 m

0-1 Pelitic terrigenous, slurry, black (hydrotrillitic) mud
 20-25 Pelitic terrigenous, semi-fluid, with gouges of hydrotrillite, light grey mud

-	83.50	-50	0.00	2.88	1.10	2.91	2.30	6.31	0.16
96.17	66.80	-70	0.00	2.28	0.84	1.23	3.20	5.27	0.06

Station 2856, Depth 410 m

0-2 Pelitic terrigenous, low-manganese semi-fluid, black grey (hydrotrillitic) mud
 20-25 Pelitic terrigenous, low-manganese microlaminated, semi-fluid, black

94.10	76.18	-20	1.87	2.04	0.67	2.78	2.01	5.46	1.62
97.18	69.76	-20	0.00	2.13	0.63	2.51	2.46	5.60	0.62

Station 2857, Depth 300 m

0-1 Pelitic terrigenous, low-manganese slurry, black (hydrotrillitic) mud
 20-25 Pelitic terrigenous, low-manganese soft, grey with gouges of hydrotrillite mud

90.50	84.87	-150	1.76	3.63	1.32	5.22	0.53	7.07	2.00
97.10	69.00	-70	0.00	2.13	0.96	2.61	1.91	5.46	0.20

Station 2858, Depth 120 m

5-10 Compact, whitish grey with yellow hue clay (Pleistocene)

96.58	48.50	+150	0.00	0.33	1.08	1.71	3.07	5.86	0.06
-------	-------	------	------	------	------	------	------	------	------

Station 2858-2, Depth 145 m

20-30 Pelitic terrigenous, soft, greenish grey mud
 50-55 Pelitic terrigenous, microlaminated, soft, dark green grey mud
 95-100 Compact, grey blue with pinkish hues clay (Pleistocene)
 115-120 Compact, grey pink clay (Pleistocene)
 170-175 The same

-	69.53	-75	0.00	2.40	1.54	0.80	3.17	5.51	0.05
-	70.67	-63	0.00	2.55	1.56	1.32	2.54	5.42	0.06
83.70	49.60	-30	0.00	0.27	1.11	2.06	2.34	5.51	0.06
88.61	50.39	-23	0.00	0.33	1.18	1.99	2.47	5.64	0.06
66.82	39.72	-30	0.00	0.24	0.71	1.55	1.74	4.00	0.05

Bornholm Profile

Station 2864, Depth 94 m

1-3 Terrigenous pelitic dark-grey, homogeneous coagulated, semi-fluid mud with the hydrotrillite gouges
 10-15 Terrigenous pelitic grey-black (hydrotrillitic), fluid mud

75.50	-80	0.77	3.75	0.03	0.84	4.06	4.93	0.40
79.83	-55	0.66	4.08	0.72	1.05	3.26	5.03	0.32

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
20—25	The same mud as that of the 1—3 cm horizon, but soft and without the hydro-troilitic gouges		75.25	—60	0.00	4.59	0.58	0.45	3.82	4.85	—	0.21
25—30	Terrigenous pelitic dark, green-grey, slightly microlaminated, coagulated mud		79.51	—95	0.22	5.13	0.76	0.49	3.75	5.00	—	0.64
45—50	The same mud, but with the hydro-troilitic gouges		76.40	—90	0.33	5.61	0.85	0.33	3.94	5.12	—	0.28
85—90	Terrigenous pelitic green-grey with hydro-troilitic gouges mud		69.48	—108	0.00	3.63	0.81	0.40	3.91	5.12	—	0.37
120—125	The same		65.73	—110	0.00	4.53	0.72	0.37	3.76	4.85	—	0.20
150—155	The same		60.00	—105			0.67	0.25				
180—185	Terrigenous pelitic bluish-grey, homogeneous mud		58.65	—50	0.00	1.53	0.43	0.67	4.29	5.39	—	0.08
Station 2865, Depth 85 m												
0—3	Fine-aleuritic terrigenous dark-grey, semi-fluid mud with gravel and pebble		47.29	—	0.00	0.69	0.27	0.20	0.88	1.35	—	0.03
10—15	Late glacial compact, viscous yellowish-grey clay		49.68	—	0.00	0.27	0.52	1.37	3.71	5.60	—	0.05
15—20	The same clay, but brownish-grey		53.43	—	0.00	0.42	0.62	0.55	4.38	5.55	—	0.05
60—65	The same clay, but yellowish-grey		44.90	—	0.00	0.33	0.52	0.51	3.73	4.76	—	0.05
105—110	The same clay, but pinkish-grey		52.44	—	0.55	0.33	0.59	0.59	4.06	5.24	—	0.05
150—155	The same		52.97	—	2.31	0.27	1.09	0.40	—	—	—	—
210—215	The same clay, but grey-pink		49.22	—	5.94	0.36	0.68	0.11	—	—	—	—
225—260	The same		52.55	—	3.96	0.42	0.83	0.12	—	—	—	—
290—300	The same clay, but pinkish-grey		49.57	—	3.63	0.36	0.69	0.60	—	—	—	—

dal and crystalline iron sulphides — hydrotroilitic, grigorite-melnicovite, — hydrous ferric oxides and clay-carbonate aggregates) are found in abundance in sandy-aleuritic fractions of the basin muds. As for organic remains, diatoms prevail in the muds, but pre-Holocene foraminifera, bones and teeth are met rarely.

Iron and manganese forms in sediments

Iron. The geochemical profile sediments contain from 0.63 to 7.07% of Fe_{total} . Its decreased contents (<3%) correspond to clastic sediments and increased ones do so to the basin muds. Therefore iron in



Fig. 2a Chomogenic-diagenetic manganese carbonates of the Gotland basin muds (station 3173, R/V „Professor Dobrynin“, depth 243 m., horizon 145—150 cm) — a general aspect of the carbonates (white) in a smear under the polarizing microscope. Nicols x, increasing 250. Black oval grains — iron sulphides.

sediments is closely connected with the pelite content in a direct way. That is why its distribution in the profile (0—5 and 20—25 cm layers) mainly copies the bottom relief in the mirror reflection. However it is characteristic that the maximum contents of Fe_{total} in the most upper layer (0—1, 0—5 cm) are found not in the most deep basins parts but on their slopes. It is most clearly seen in the Landsort basin and not so clearly in the Gotland one. But this regularity is not traced in the underlying layer (20—25 cm) as well as in cores.

Another important conclusion is the following: the curves of reactional iron (Fe^{2+} , Fe^{3+}) in the surface mud layer mainly copy the direction

of the curve of Fe_{total} distribution what is clearly seen in the Landsort basin and not so clearly in the Gotland one. It means that the considerable part (30—80%) of Fe_{total} in the muds is represented by the reactional form ($Fe^{2+}+Fe^{3+}$). It is especially in abundance where humidity and hydrotroilite content are maximum and Eh value is negative.

Fe^{2+} predominates over Fe^{3+} in the 0—3-cm layer of the Landsort profile where the muds are more reduced, while in the Gotland basin Fe^{3+}

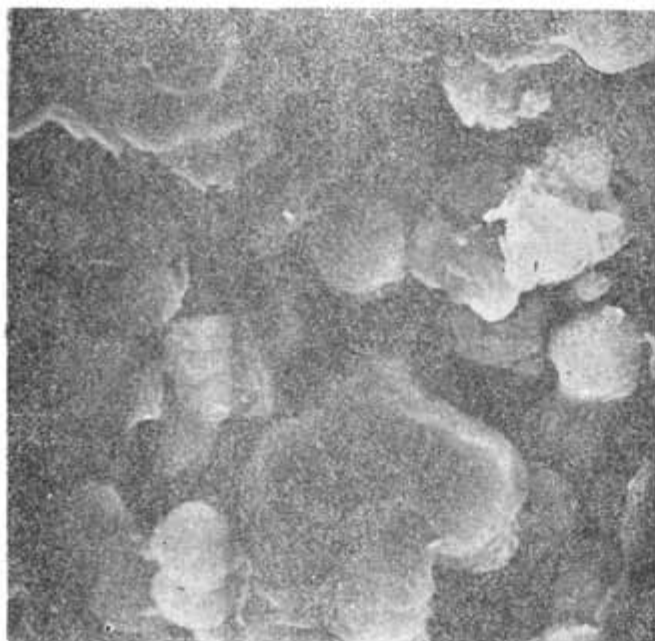


Fig. 2b — a general aspect of the carbonates under microscope, increasing 4500.

usually prevails and Fe^{2+} dominates only sometimes. On the whole Fe^{2+} distribution is well correlated with the Eh values one. It is interesting also that in spite of the reducing conditions there is a large amount of Fe^{3+} in muds, it being distributed symbathly with Fe^{2+} in the upper layer. It is well observed in the Landsort profile. Both Fe_{total} and its reactional forms are distributed in the 20—25 cm layer in a different way, the directions of their curves do not coincide with each other. On the contrary, the inverse relationship is observed in their distribution.

48 to 62 $\mu g/l$ of dissolved Fe (reactional) were found in interstitial waters of the upper mud layer of the Gotland basin, while near-bottom waters contain 5—7 $\mu g/l$ and surface sea waters — 1.4—4 $\mu g/l$.

Manganese. The Mn_{total} content in the profile sediments ranges from 0.01 to 4.80%, there being up to 3.02% in the 0—3 cm layer and to 4.20% in the 20—25 cm one. It is characteristic that the curve direction of the Mn_{total} distribution in the upper sediment layer of the Landsort basin in principle copies that of reactional forms of Fe and humidity. But Mn_{total} is distributed in the Gotland basin in a different way: its maximum content is found not on basin slopes but in the centre. The distribution of Mn_{total} in the both basins in the 20—25 cm layer is mainly the same as in the upper layer of the Gotland basin.

Reactional Mn^{4+} is not encountered in the profile sediments. The bivalent manganese seems to be a main form of mobile Mn in deep-sea sediments of the Landsort and Gotland basins.

The concentration of $Mn_{dissolv}$ in the near-bottom water layer was high: up to 20—200 $\mu g/l$ during our studies and up to 1050 $\mu g/l$ in October 1974. At the same time 2—7 $\mu g/l$ of $Mn_{dissolv}$ were contained in surface waters and up to 7000 $\mu g/l$ were in interstitial ones. But 20000—31800 $\mu g/l$ of Mn were found in interstitial waters previously (Gorshkova, 1967; Blazhchishin, Emelyanov, 1977).

Processes of Fe and Mn accumulation in the basins *

As it was mentioned above the periodicity of hydrosulphuric contamination of deep-sea waters in the Baltic basins ranges from 6 to 8 years. But even the upper layer of sediments (0—1, 0—5 cm) is of 50—100 year of age. Thus the samples analysed are deposits formed under summary conditions of periodic changing of oxygen regime and hydrosulphuric contamination of deep-sea waters. Besides due to the different Fe and Mn forms getting into sediments in a strongly unbalanced state the mixed character of the sedimentation picture is complicated by active processes of early diagenesis as well.

During our investigations the oxygen content sharply decreased with depth both in the Gotland and Landsort basins (Fig. 3). Hydrogen sulphide is obvious to be generated mainly in bottom sediments in both the

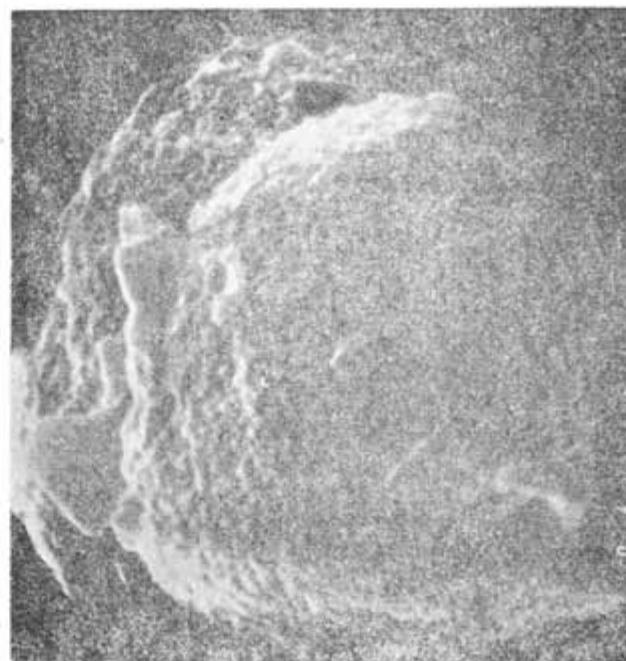


Fig. 2c — an aspect of a single grain of the carbonates of manganese under scanning microscope, increasing 10500.

Baltic and Black seas, and then it diffuses upwards into the near-bottom water. Consequently, the sharp oxygen decreasing with depth is the result from its discharge not only for the oxidation of organic matter, but for the oxidation of more active reducer that is hydrogen sulphide rising from below. The boundary of diffusing H_2S is regulated by the North sea

* This section was written by M. F. Pilipchuk and E. M. Emelyanov.

in flow penetration. Thus, the level of the oxidizing-reducing zone (a physical-chemical barrier for mobile Fe and Mn) constantly migrates up and down. During our investigations the barrier zone was located extremely near the bottom. Its level is indicated on the one hand by the very low oxygen content in the near-bottom layer and on the other hand by the black colour of the surface mud film that is a sign of active sulphate reduction with forming colloidal iron monosulphide (hydrotroilite).

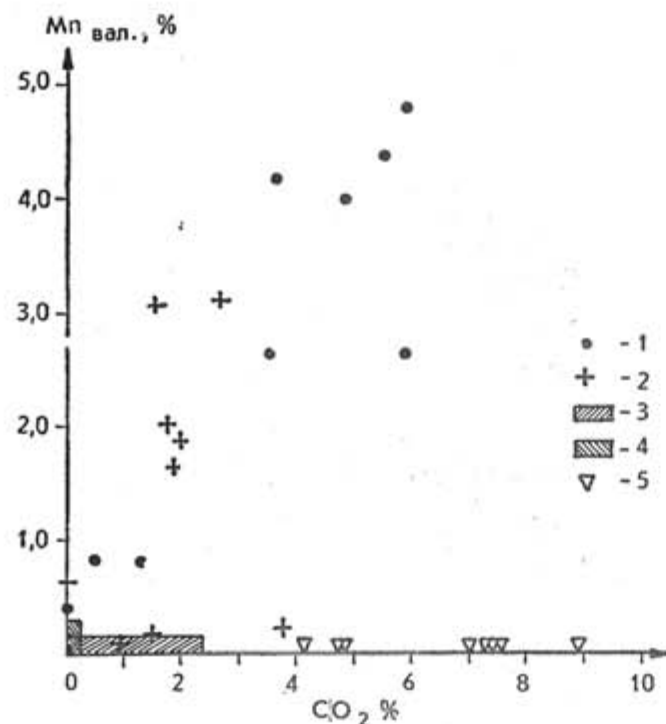


Fig. 3. The geochemical profile across the Landsort and Gotland basins of the Baltic Sea

1—geochemical profile for the 0–3-cm sediment layer; 2—geochemical profile for the 20–25-cm layer; 3—the composition of bottom sediments and O_2 content in the water, 1–2—Holocene sediments—H1 (1—sands and aleurites; 2—aleurite-pelitic and pelitic muds); 3–4—Pleistocene sediments—P1 (3—Late Glacial clay, 4—accumulation of boulders, pebble, gravel); 5–9—places of the most intensive formation of authigenous minerals (5—amorphous sulphides concretions, crystals of marcasite, 6—authigenous carbonates (at St. 2845 rhodochrosite prevails), 7—vivianite, 8—microconcretions of Mn (most commonly amorphous carbonates), 9—accumulation of Fe–Mn nodules and crusts); 10—accumulation of dissolved Mn in amount of 50–200 Mg/l in August 1976; 11—diffusive exchange water-ground; 12—areas of the most intensive water mixing; 13—foot of Holocene muds; 14—isonline separating deep-sea muds of the Gotland basin containing 1.00 to 4.80% of Mn total.

The oxygen content in water (5.0— and 0.5—ml/l isolines) and maximum contents of Corg and Mn in sediments are shown in the profile (3).

W designates moisture in the Landsort profile.

The horizontal development of the barrier zone depends on individual basin forms. The Gotland basin is larger and flattened out more than the Landsort one. Due to that the more active hydrodynamic mixing of surface and near-bottom waters takes place along the peripheral parts of the Gotland basin. It results in more energetic horizontal mobility of the zone boundaries.

A somewhat different picture is observed in the Landsort profile. The Landsort basin is a narrow deep slit with steep slopes. Though deep waters are renewed in this basin (oxygen in 0.3 ml/l-quantity was found in a narrow central part of near-bottom water), but deep and surface waters are mixed more slowly than in the Gotland basin. In this connection the boundary of the barrier zone in the Landsort basin is subjected to less considerable variations.

Special works on the chemical composition of suspension in the Baltic sea waters (Emelyanov, Pustelnikov, 1975; Emelyanov, 1977a) show that iron is delivered into sediments as hydroxides with clay and organic matter and with clastic one as well. The general increasing of the Fe_{react} content observed in the basin sediments corresponds to the known fact on the transportation of this iron form which as a part of the finest suspension is delivered into the central basin areas according to the mechanical differentiation laws.

Relative small depths of the Baltic sea basins, normal water aeration, though periodically disappearing or dying out towards the bottom contribute to that the most part of Fe_{react}^{3+} (as hydroxides or combined with clay matter) penetrates into the sediments in invariable valent form. The presence of Fe_{react}^{3+} in surface and underlying sediment layers of the both basins confirms this. It should be also noted that this iron form is often predominant in the surface sediment interbed of the more shallow and flattened out Gotland basin. Thus, the Fe_{react}^{3+} reducing takes place mainly in sediments containing hydrogen sulphide and chemically active organic matter.

Even superficial acquaintance with the surface sediments shows that the reducing process is very intensive (the presence of the mobile Fe^{2+} sulphidic forms in hydrotroilite). Fe_{react}^{3+} reduction is not always regular, but in any case the process of iron reduction passes ahead of that of sulphate reduction. That is why reduced iron uninvolved into the process of authigenous mineral forming goes into interstitial water and thus enriches it as compared with near-bottom and especially with surface water.

In the case when the barrier zone is in near-bottom water but not in sediments Fe^{2+} freely migrates from sediments into water with decreasing of its concentrations. On reaching the level of the barrier zone Fe_{react}^{2+} is oxidized, gets into suspension, precipitates and then is reduced again. This process is characteristic of the most deep-sea parts of the basins. The oxidized iron partly goes into the sediments in the peripheral areas of the basin, resulting in that the Fe_{react} maximum contents are observed on the basin slopes. As the boundary of the barrier zone in the Landsort basin is subjected to less variations in comparison with the Gotland one, the especially expressed maximum of precipitated iron is met in the former basin.

The Fe_{react} reducing increases with deepening into sediments and, as mineralogical investigations show its considerable part is transformed into more stable crystalline modifications. Unfortunately, we have not got the data on sulphur forms and so can not calculate what a part of mobile Fe^{2+} gets into sulphides and what a portion is associated with other authigenous minerals. Close values of the solubility product FeS ($1 \cdot 10^{-18.4}$) and $Fe SiO_3$ ($1 \cdot 10^{-18.9}$) make it possible to consider that the process of combining Fe_{react}^{2+} into authigenous sulphides and silicates takes place approximately in equivalent quantities in reduced sediments of the ba-

sins. As for the carbonate of iron its solubility product is equal to $2.5 \cdot 10^{-11}$, that is its solubility is about by orders of magnitude higher as compared with those of sulphides and silicates. This is probably responsible for quite weak development of carbonates of iron in sediments of the both basins (there is no a direct correlation between Fe_{total} and CO_2 in sediments).

One of the forms of reactionable iron in sediments of the profile is represented by authigenous phosphates (vivianite). The Baltic sea deep waters are highly enriched in phosphatic phosphorus (up to 10—14 μg at/l). The higher contents of phosphate-ion are fixed in interstitial waters of the Gotland basin reduced muds (up to 1054 $\mu g/l$ of P_{min} , to 341 $\mu g/l$ of P_{org}). It is clear that high contents of phosphate-ion are con-areas of maximum contents of P (to 0.67%) and Fe_{react}^{2+} (Fig. 2) as well ditioned by the organic matter decay beginning in the near-bottom water and being in progress in sediments at early stages of diagenesis. The phosphate diffusion form sediments into the near-bottom water (in the direction of their lower concentrations in liquid phase) through the reduced surface results in the sediment impoverishment water layer and enrichment in phosphorus. The rate of phosphate delivery from bottom deposits into the sea water is calculated to be equal about to 9 mg of P/m² per day (Yurkovsky, 1975). Under the conditions of deep water aeration phosphate settling by the iron-humic matter results in the opposite process impoverishing waters and enriching sediments (Gorshkova, 1975; Yurkovsky, 1975).

Vivianite is known to be formed under the low-reducing conditions. Therefore it is not occasional that a great deal of this mineral was found on the basins slopes, especially on those of the Landsort one, in as in those of partial oxygen access (the peripheral region of the barrier zone).

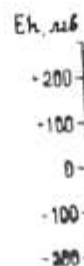
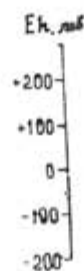
Reactionable forms of both iron and manganese in the basin bottom sediments enriched in organic matter are capable of going into solution due to the organic complexes formation in the first place humic ones the contents of which in the Baltic sea sediments amount to from 20 to 76% of the total organic matter quantity based on T. I. Gorshkova's data (1975). The high content of unfixed (i. e. being in the pore solution) iron appears to be observed due to the endurance of the organic iron complexes under the reduced sediments conditions.

It is characteristic that there is no distinct correlative relationship between C_{org} and Fe_{react}^{2+} in sediments, that is especially marked in the Gotland profile. This phenomenon is probably reasoned by that the organic matter (C_{org}) in sediments is residual, not used in reducing processes.

Clastic iron ($Fe_{clas} = Fe_{total} - Fe_{react}$) in sediments is a inert form of the element *. It does not take part in diagenetic transformations as well as in hydrogenous reactions in near-bottom water. Its distribution in sediments is controlled by physical conditions of sedimentation (the processes of mechanical differentiation).

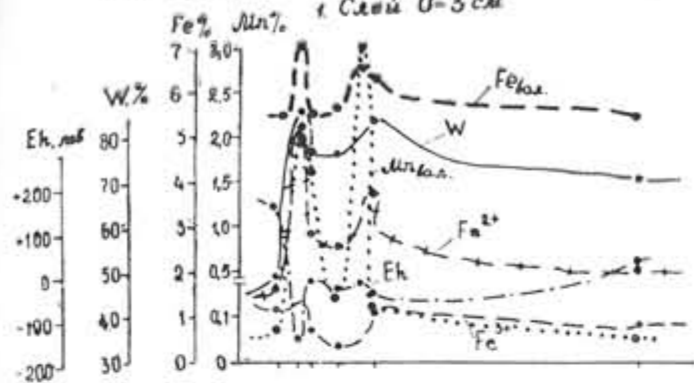
The high manganese concentrations in water exceeding the Mn contents in near-bottom water layer by more than the order of magnitude indicate that the main part of Mn as well as that of Fe is reduced and goes into the solution in sediments but not in the near-bottom water. Because of the absence of oxidized film serving as a filter in sediments $Mn_{dissolv}^{2+}$ partly diffuses into the benthic layer resulting in greater en-

* (and pyrite)

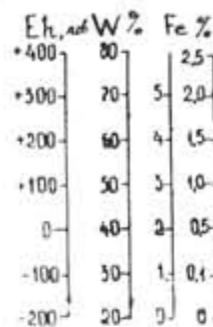
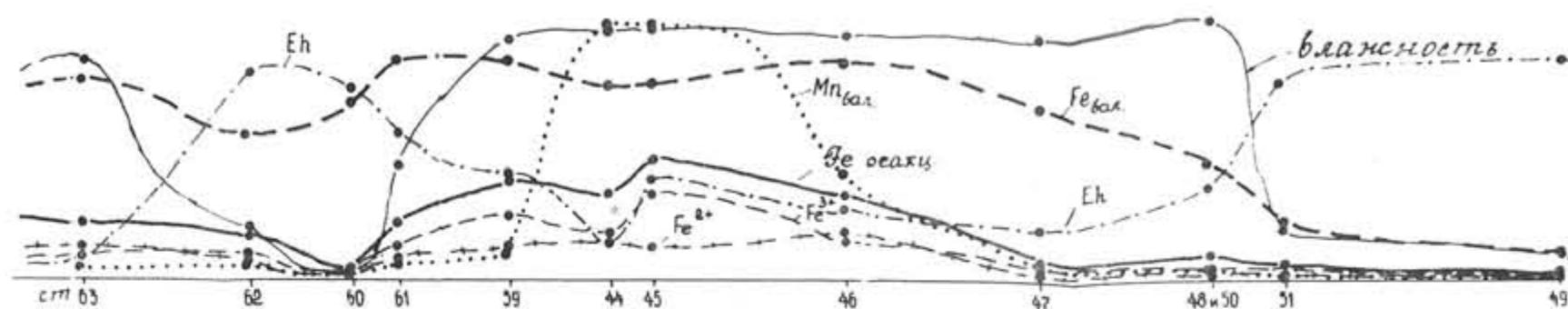


Готландский профиль Осадки

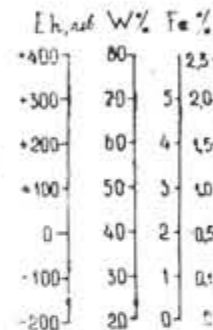
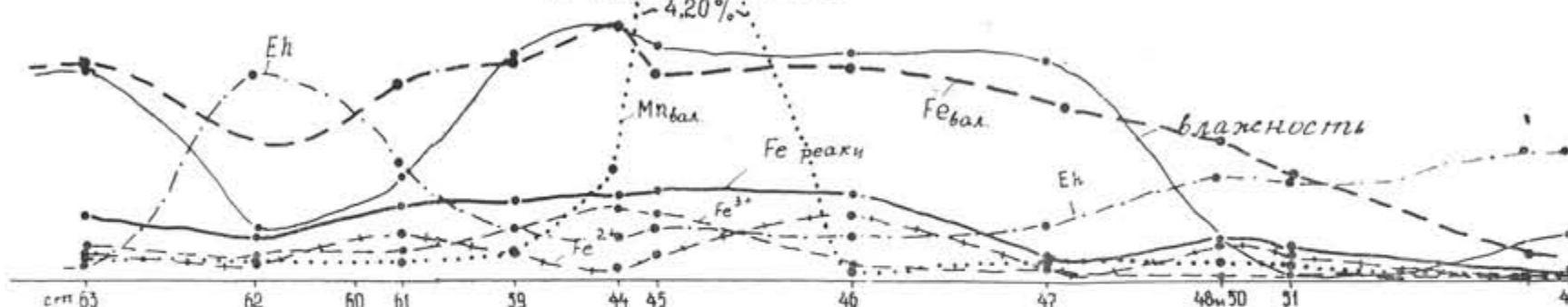
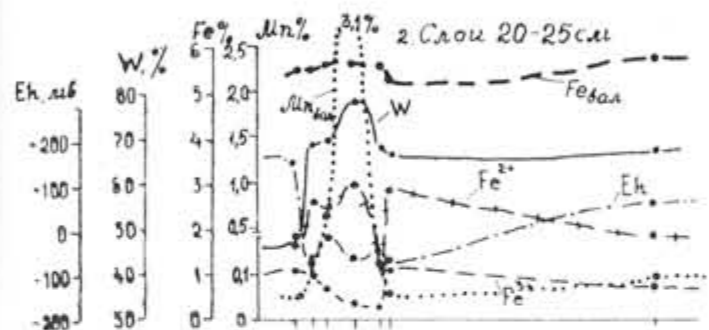
Ландсортский профиль Слой 0-3 см



1. Слой 0-3 см



2. Слой 20-25 см



3.

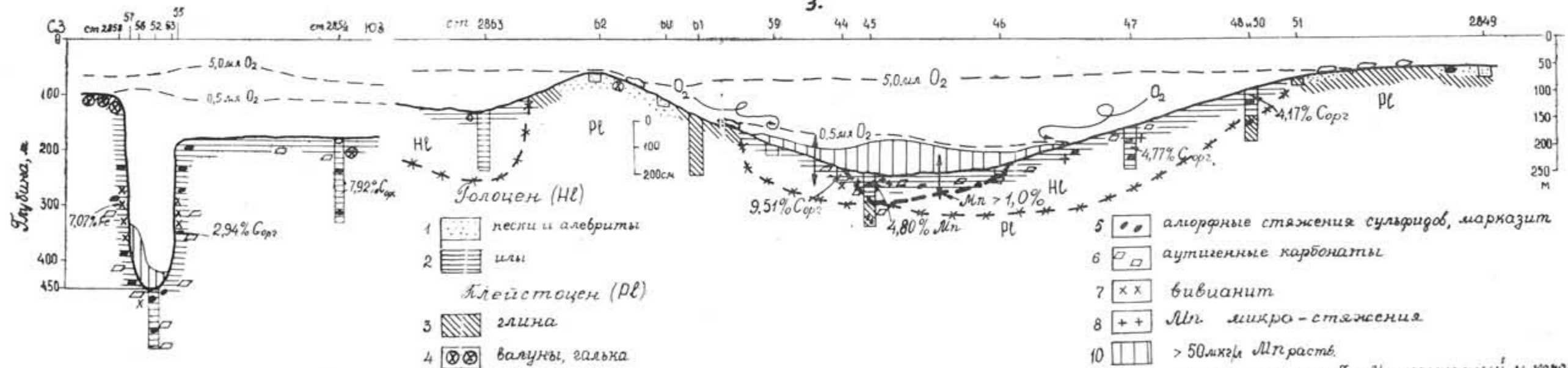


Fig. 4. The relationship between Mn total content and CO_2 content in Holocene and Late Pleistocene sediments in the geochemical profile in the Baltic sea (based on the data of Table 1).
 1—Holocene muds of the Götland basin (Stations 2844, 2845, 2846);
 2—Holocene muds of the Landsort basin (Stations 2852, 2853, 2854, 2855); 3—an area of accumulation of main samples of Holocene muds from the Götland basin; 4—an area of accumulation of main samples of Holocene muds from the Landsort basin; 5—Pleistocene moraines and relict sands of the Götland basin.

- 1 [dots] пески и алебриты
- 2 [horizontal lines] ил
- 3 [diagonal lines] глина
- 4 [circles with dots] валуны, галька
- 5 [dots] аллоформные стяжения сульфидов, марказит
- 6 [squares] аутигенные карбонаты
- 7 [crosses] вивианит
- 8 [plus signs] Mn микро-стяжения
- 10 [vertical lines] > 50 мг/г Mn-раств.
- 9 [wavy lines] участки развития Fe-Mn конкреций и корок
- 11 [up-down arrows] диффузионный обмен вода-грунт
- 12 $O_2 \nearrow$ поступление вод с кислородом
- 13 * подошва голоцена
- 14 -- сод. > 1,0% Mn

richment of it and is preserved in this form due to the low values of the positive Eh field (+200 mv). More favourable conditions for accumulation of dissolved manganese in near-bottom water as compared with iron are accounted for by a higher value of a normal potential of the reaction $\text{MnO}(\text{OH})_2 \rightleftharpoons \text{Mn}^{2+}$ equal to 0.5 v in comparison with a potential of the reaction $\text{FeOOH} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ equal to -0.2 v only. The reduction in bottom sediments and partly in sea water is characteristic of that part of mobile manganese which is delivered into the sedimentation area as hydroxides. This is the main form of suspended manganese under the oxidizing regime of sedimentation. The manganese hydroxides migrate both in the form of independent colloids and in association with clay aggregates constituting the bulk of terrigenous suspension. The terrigenous suspension contains about 0.14% of Mn at the average (Emelyanov, Pustelnikov, 1975). A part of mobile manganese settles together with organic detritus. The average content of Mn equal to 0.06% is contained in the organic type of suspension (>70% of particles represented by scraps of phytoplankton soft parts). During the organic matter decaying manganese goes into solution and additionally enriches the near-bottom waters below the barrier zone level as well as the interstitial waters.

The average contents of manganese are characteristic of the clastic material and of sediments in general occurring on the basin slopes above the barrier zone level (Fig. 3). The distinct manganese concentrations in sediments of the central part of the Gotland basin as well as characteristic maxima on slopes of the Landsort one indicate that over average contents of manganese in both basins are represented by reactionable forms. Nearly in all cases high contents of Mn are connected with the formation of authigenous carbonates. In addition to the mineralogical studies this is also confirmed by the direct correlative relationship between Mn and CO_2 (Fig. 4). Carbonates of manganese form concentric concretions of sandy-aleuritic size. Mn carbonates are represented by an isomorphic line of the complicated composition. The most common isomorphic admixtures are Ca, Mg and Fe. According to the data of F. Mannheim and M. Hartmann the chemical composition of these compounds is the following: $(\text{Mn}_{12}, \text{Ca}_{16}, \text{Mg}_{12}) \text{CO}_3$, $(\text{Ca}_{30}, \text{Mn}_{70}) \text{CO}_3$, $(\text{Ca}_{32}, \text{Mn}_{60}, \text{Mg}_8) \text{CO}_3$ (Mannheim, 1961, 1965); $(\text{Mn}_{56.8} \cdot \text{Ca}_{25.5} \cdot \text{Fe}_{8.8}) \text{CO}_3$ (Hartman, 1964).

The presence in solution of Mn^{2+} and CO_3^{2-} ions with the solubility product equal to $9 \cdot 10^{-11}$ is necessary for the formation of an authigenous mineral of the rhodochrosite type. As it was mentioned above the most high concentrations of Mn^{2+} in a solution are characteristic of interstitial waters of reduced sediments in the basin central parts. These basins are the most favourable places for rhodochrosite formation. The amount of the carbonic acid gas in near-bottom water layer and in interstitial water mainly depends on the organic matter decay. As opposed to other gases CO_2 dissolving in water interacts with it forming H^+ , HCO_2^- , CO_3^{2-} ions and H_2CO_3 molecule. The value of the active pH reaction which is functionally connected with the CO_2 concentration and its derivatives reflects this process. The increase of partial pressure of CO_2 leads as a rule to the decrease of pH, the decrease of $p\text{CO}_2$ increases alkalinity of the reaction. The lowest pH values in near-bottom water layer of the Gotland basin are found out to be characteristic not of its centre but of its peripheral parts (about 7.2). pH increases to 7.4 when moving to the centre and is equal up to 7.75 in sediments. As the decrease of partial CO_2 pressure (pH increasing) results in the shift in the carbonate system, i. e. the forma-

tion of CO_3^{2-} anion, the stagnant bottom muds of the basin central part are the most favourable place for MnCO_3 settling.

While the partial pressure of CO_2 increases in the solution the concentration of HCO_3^- bicarbonate-ion with which Mn^{2+} gives a well dissolved compound increases too. This chemical form of manganese appears to be prevalent in the pore solution as well as in the near-bottom water below the barrier zone level. If this is the case the carbonate system in the solution controls $\frac{\text{MnCO}_3}{\text{solid}} \rightleftharpoons \frac{\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2}{\text{dissolv}}$ system: the increase of CO_2 partial factor relative to the formation and existence of solid carbonates in general and manganese carbonates in particular. pressure is an aggressive

Judging by the stability fields of manganese minerals (Marchandise, 1956) rhodochrosite is formed within a rather wide Eh interval (from +0.5 v to -0.3 v), its stability in the Eh negative field being grown with pH increasing. It is characteristic that manganese sulphide the solubility product ($1.4 \cdot 10^{-15}$) of which is much lower than that of MnCO_3 is not met in reduced sediments of the basins. This can be accounted for two reasons. In spite of that MnCO_3 and MnS are formed in about the same pH range the stability of manganese sulphide (alabandine) is in lower values of the negative Eh field) as a rule lower than -0.2 v). Such low Eh values in sediments are hardly met. Moreover abundant generation of CO_2 and its derivatives depresses sulphide-ions which are in the first place for the formation of less soluble iron sulphide ($\text{SP}=3.7 \cdot 10^{-19}$).

Thus "gentle" stagnant conditions which are observed in the Baltic sediments favour the formation of manganese carbonate as compared with sulphide. These conditions are the most "gentle" in the Gotland basin and on slopes of the Landsort one. These conditions are harder near the bottom (stagnation is stronger, constant). On the whole mechanisms of accumulation of reactional Fe and Mn forms as well as their authigenous minerals are quite similar here. Stagnation is on the whole stronger near the bottom and on the bottom of the Landsort basin. This causes the formation of conditions not so favourable for accumulation of manganese carbonates and vivianite. Under the harder stagnation conditions (the Black sea) these authigenous minerals are not accumulated at all.

Thus, just the study of Fe and Mn forms in the series: the Riga bay (Karkinitzky bay to the Black sea) — the Gotland basin — the Landsort basin — the Black sea — the Mediterranean sea — open ocean parts gives a clear picture of all complicated physical-chemical processes leading to the high accumulation of different authigenous minerals of iron and manganese and consequently throws light on the ore process of recent sedimentogenesis in the World ocean.

REFERENCES

- BLAZHCHISHIN A. I.: 1972. Geological structure and bottom sediments of the Baltic sea (in Russian). Thesis for a candidate's degree. Vilnius State University after V. Kapsukas, Vilnius.
- BLAZHCHISHIN A. I.: 1976. The basic chemical components in bottom sediments (in Russian). In: Geology of the Baltic Sea. Mokslas, Vilnius.
- BLAZHCHISHIN A. I., EMELYANOV E. M.: 1977. Basic features of the Baltic sea geochemistry (in Russian). In: The Geochemical Search of Mineral Resources in Byelorussia and Pri-Baltic. Nauka i Tekhnika, Minsk.
- GORSKOVA T. I. Manganese in bottom deposits of the USSR northern seas (in Russian). In: Manganese Deposits of the USSR. Nauka, Moscow, 1967.
- GORSKOVA T. I.: 1975. The humic matter role in the accumulation of manganese, iron and phosphorus in the Baltic sea (in Russian). In: Chemical-Oceanographical investigations of seas and oceans. Nauka, Moscow.

- EMELYANOV E. M.: 1977 a. Polyvalent metals in water and suspension of the Atlantic ocean basin (in Russian). Thesis of Intern. Symposium "The Interaction between water and living matter". Nauka, Moscow.
- EMELYANOV E. M.: 1977 b. Manganese in waters and sediments of the Atlantic ocean (in Russian). Thesis of the IV Symposium on Manganese JAGOD-1974, Varna.
- EMELYANOV E. M.: 1977 c. Lithology-geochemical expedition in the Baltic sea on R/V "Professor Dobrynin" (in Russian). Okeanologiya (Oceanology), XVII, No 4.
- EMELYANOV E. M., PUSTELNIKOV O. S. The chemical composition of river and sea suspensions of the Baltic sea (in Russian). Geokhimiya (Geochemistry), 6, 1975.
- YURKOVSKY A. K.: 1975. On the kinetics of some chemical processes in the Baltic sea basins (in Russian). In: Chemical-Oceanographical investigations of seas and oceans. Nauka, Moscow.
- FONSELIUS S., RATTANASEN Ch.: 1970. On the water renewals in the eastern Gotland basin after World War II. Meddelande Havsfiskelab. Lysekil, 90.
- HARTMANN M.: 1964. Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee. Meyniana, Bd. 14, 53.
- MANHEIM F. T.: 1961. A geochemical profile in the Baltic sea. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1.
- MANHEIM F. T.: 1965. Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment. "Marine Geochemistry". Proceedings of a Symposium Held at the University of Rhode Island, Oct. 29—30 1964, 3 (Kingston, R-1).
- MARCHANDISE H.: 1956. Contribution a l'etude des gisements manganese sedimentaires. In: International Geological Congress, 20th Session, Symposium sobre gacimientos de manganese, t. 1. Mexico.

ФОРМЫ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ГЕОХИМИЧЕСКОМ ПРОФИЛЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, М. Ф. ПИЛИПЧУК, Б. В. ВОЛОСТНЫХ,
Г. С. ХАНДРОС и Ю. О. ШАЙДУРОВ

РЕЗЮМЕ

В осадках геохимического профиля, проходящего через желоб Ландсорта и Готландскую впадину, были изучены формы железа и марганца ($\text{Fe}_{\text{общ.}}$, Fe^{3+} , Fe^{2+} , $\text{Mn}_{\text{общ.}}$, Mn^{4+}), CO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$, влажность, Eh и минеральный состав донных осадков. Показано, что Eh, дефицит кислорода, появление H_2S играет существенную роль в распределении подвижных (реакционных) форм железа и марганца. Подвижное железо представлено гидроокисями, сульфидами и виванитом, а подвижный марганец — сложными карбонатами и родохрозитом. Приведены максимальные содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ (9.51%), $\text{Fe}_{\text{общ.}}$ (7.07%) и $\text{Mn}_{\text{общ.}}$ (4.80%) в донных осадках.

NEW DATA ON THE BALTIC PALEOHYDROLOGY DURING LATE PLEISTOCENE

by

A. I. BLAZHCHISHIN, Kaliningrad

The problem on the relation of the Late Glacial Baltic basins with the ocean has been discussed for a long time (Markov, 1931, 1933; Sauro, 1958 etc.). Only 10 years ago one could think that this long-standing discussion is settled in favour of „isolationists“ denying the sea water penetration into the Baltic Deep (see review of D. D. Kvasov et al., 1970). Meanwhile many investigators consider this problem to be far from being settled.

The detailed lithology-geochemical studying of long cores of the deep-sea Baltic deposits obtained in the 16-th cruise of R/V „Akademik Kurchatov“ was carried out of recent years. Reliable lithostratigraphical and micropaleontological separation of cores was made (Blazhchishin et al., 1975; Kabailene et al., 1978; Blazhchishin et al., 1980). The saline composition of pore solutions and absorbed complex in cores (50 analyses on 5 cores) as well as the total distribution of some chemical elements-indicators of medium (B, Sr, Li, etc.) were studied to know the paleohydrological conditions of the Late Quaternary basins of the Baltic Deep.

The distribution of the saline composition components of pore waters over the cores shows the regular decreasing (from above downwards) of the content of main ions — Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} . Local rising and lowering the concentrations of some ions and general mineralization which as we think suggest the phases of salinization and desalting of Late Glacial basins are marked against this background. In spite of diffusion of Cl and Na ions from marine sediments into their underlying Lower Holocene and Late Glacial clays, the composition of easily soluble pore water salts and especially of absorbed complex gives an important information on paleohydrology of sedimentation basins under the Baltic conditions. This is due to high velocities and rather sharp changes of sedimentation conditions. During fast sedimentation (>30 mm/1000 years) the system sediment-pore waters becomes closed for the exchange with the overlying water (Manheim, Sayles, 1974). But for interbanded sediments of different origins the metamorphization of pore solutions essentially shows down and this levels the influence of diagenesis processes (Kleshchenko, 1979).

Slight rising of general mineralization and the content of ions Na, Cl, Ca, Mg, SO_4 in a core from the Gotland Deep (Fig. 1) is observed in

Older Dryas, upper half of Alleröd and in Pre-Boreal. As could be expected, a rapid leap of the salt content is marked at the boundary between Boreal and Atlantic period. The distribution of hydrocarbonate-ions is usually in inverse relationship with the distribution of other ions, this anion being an indicator of the basin desalting. The maximum HCO_3^- content (2–3 times that of the background) is observed in the middle of Younger Dryas.

The data on the boron content in water-alcohol extracts and total sediment samples are the most representative and reliable for the recovery of paleosalinity. Boron is an universally recognized salinity indicator. This element is accumulated in clay minerals (especially in illite), its content in solution is linearly related with the basin salinity. One can make the best use of the „equivalent boron“ method (Lukashev et al., 1979). This method allows for the dispersion degree of sediments and the amount of illite in them (through K_2O).

As it is seen from Fig. 1, the concentration of „equivalent boron“ from water extracts (B_I) sharply decreases downwards the column when passing from the Litorina stage to Ancylus one and further continues decreasing. Upon boron (as well as HCO_3^-) one can observe the maximum desalting in the middle of Younger Dryas and appreciable salinization in Younger Alleröd. The salinity increasing in Older Dryas is worse expressed. The distribution of total „equivalent boron“ (B_{II}), Sr, Li also gives an information on mineralization water increasing in some periods of Late glaciation. It should be emphasized that these salinity variations are estimated by different methods and on different components. Periods of relative salinization during Older Dryas, Alleröd and Holocene are also distinguished in the section of Late Quaternary sediments of Gdansk and Bornholm Deeps. Values of general mineralization, contents of hydrocarbonate-ion and „equivalent boron“ are summarized in a graph (Fig. 2), where their position is independent on the sedimentation rate.

It is seen from Fig. 2 that salinity variations during Late Quaternary were as a whole synchronous in the all three Baltic regions. Slight salinization in Older Dryas is observed in all deeps, it being rather peculiar showing the increase of hydrocarbonate-ion content. Complete desalting of the West and Central Baltic took place in early Alleröd, in the Gdansk Basin this event began (owing to the Vistula effect) at the end of Older Dryas. Appreciable penetration of saline sea water was noted at the end of Alleröd. Complete desalting of the basin took place in Younger Dryas under the highest (during Late glaciation) basin level. In the Bornholm Deep the beginning of Younger Dryas still satisfied the subsaline-water requirements. This suggests the sea water penetration through the region of the present Denmark Straits during Alleröd (and Older Dryas?). In its turn signs of the salt waters encroachment at the end of Younger Dryas (through the Middle-Sweden Strait) are seemingly noted in the Gotland Basin.

According to the hydrochemical data salinity of the Pre-Boreal Yoldian Sea was very low (lower than in Alleröd). Noticeable mineralization increasing occurred only in the Gotland Deep. The salinity increase in the Upper Pre-Boreal (Echeneis Phase) is defined more distinctly in the western regions. It is of interest paleohydrology of the Ancylus Basin. In Early Boreal the basin water was everywhere fresh, while Late Boreal was characterized by a sharp increase of salinity probably up to present values (8–12‰). The salt water encroachment is related with an advance of the Mastogloia Sea (about 8100 years ago), whereas in the Bornholm Deep this event appeared to occur before. At the end of Late Boreal one could observe some decrease of salinity which was followed by a new

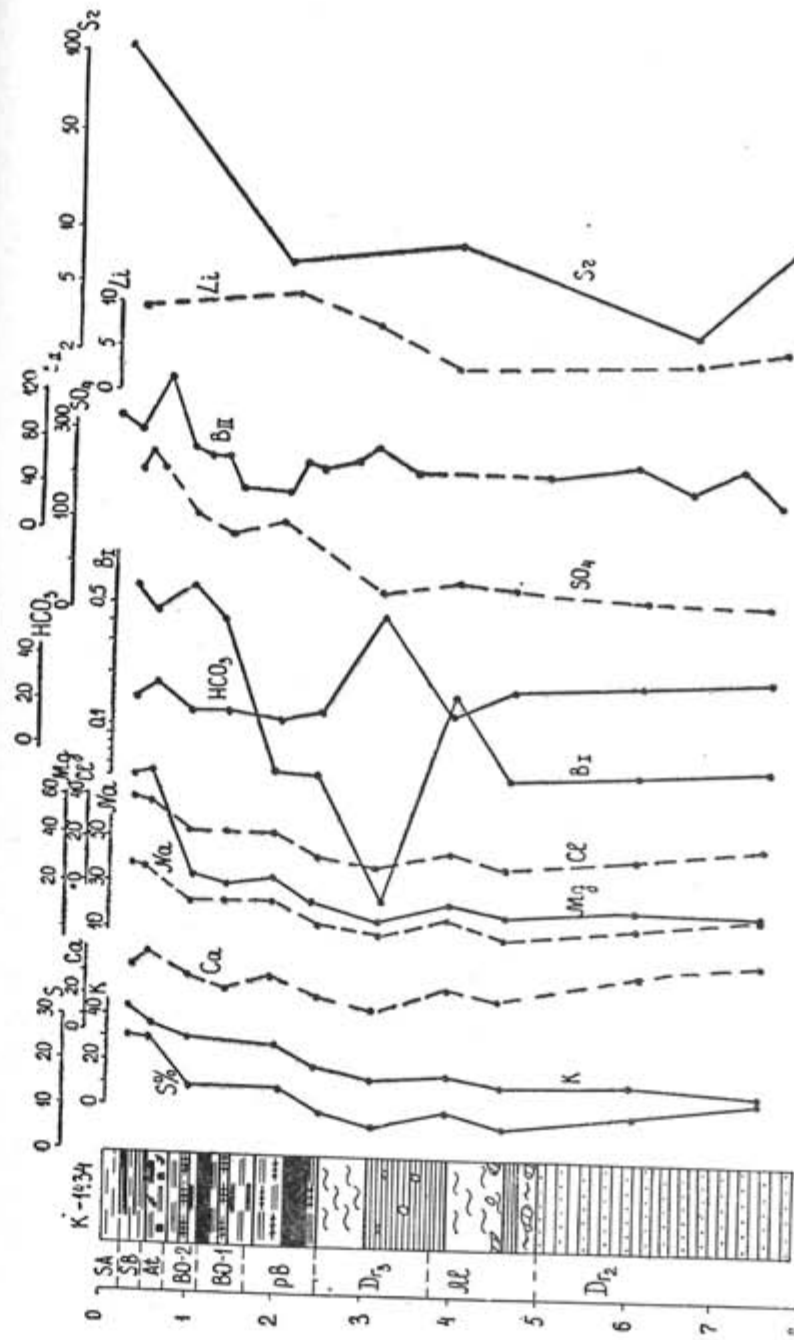


Fig. 1. The component distribution of easily soluble salts from water extracts, absorbed boron, total contents of elements-indicators of a medium in a column from the Gotland Deep (a depth of 215 m).

S — general mineralization, ‰; ionic composition, mg/100 g. Na, Cl — mg-equiv./100 g; B_I — absorbed „equivalent boron“, mg/100 g; B_{II} — total „equivalent boron“, n·10⁻³‰; Sr — n·10⁻³‰; Li — n·10⁻²‰.

1 — sapropel like muds (oozes); 2 — thin-banded muds; 3 — grey, bluish-grey homogeneous clays; 4 — hydrotroilite clays; 5 — brown homogenous clays; 6 — micro-varved clays; 7 — varved clays; 8 — hydrotroilite; 9 — inclusions of gravel, compact clay; 10 — bones of fishes; 11 — pyrite concretions.

Hydrochemical analyses and determinations of absorbed boron were made in the Central Chemical Laboratory (Leningrad) by analyst Bukova S. I., total B, Sr, Li were determined in the Institute of Geochemistry and Geophysics Academy of Sciences BSSR under the guidance of V. K. Lukashev.

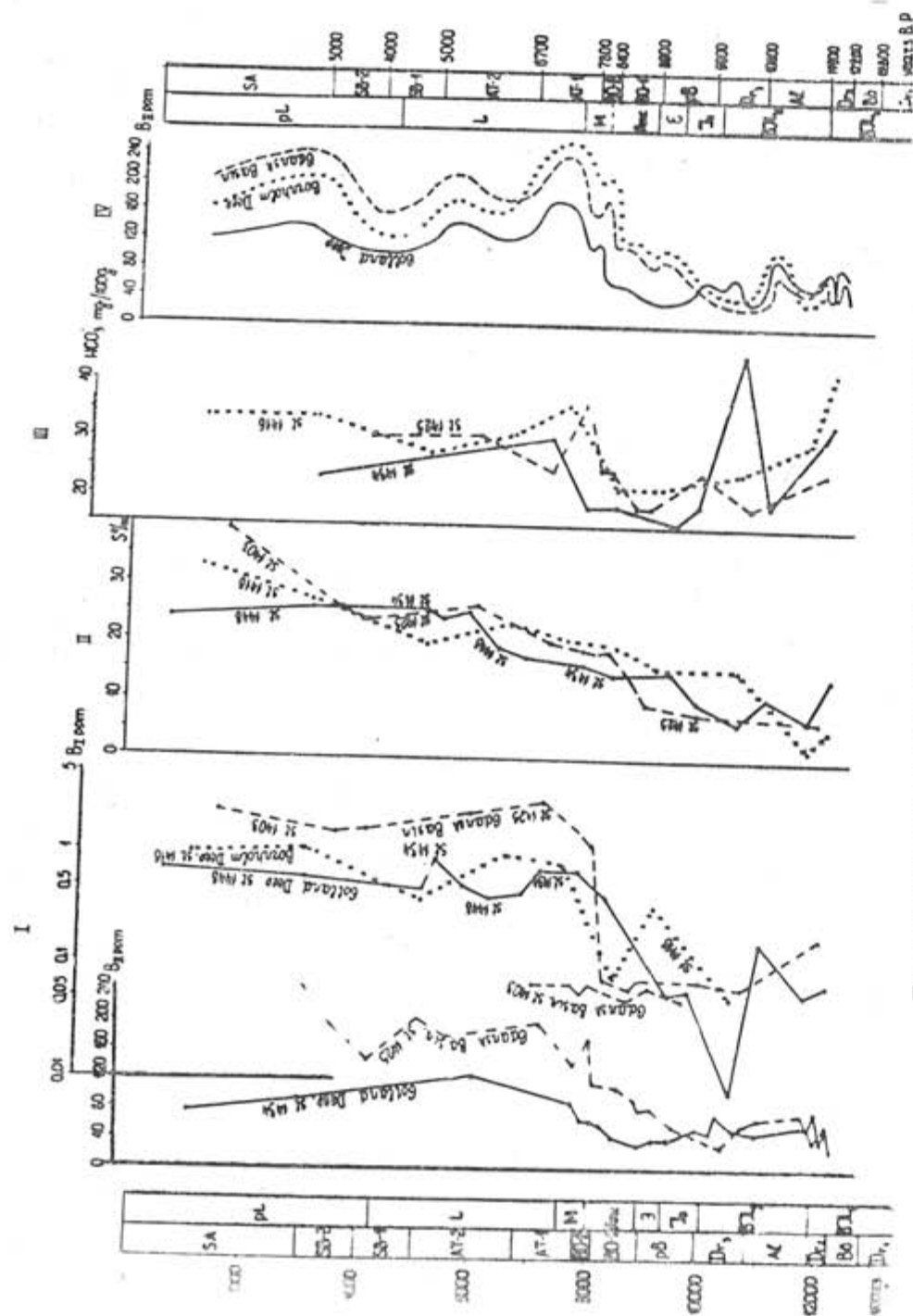


Fig. 2. Salinity variations of the Baltic Sea during Late Quaternary

I — The distribution of "equivalent boron"; B_e — absorbed boron, B_t — total boron, in parts per million. II — Mineralization of pore waters, ‰.
 III — The distribution of hydrocarbonate-ion, mg/100 g. IV — Generalized curves of salinity variations, "equivalent boron", parts per million.
 Stages of the Baltic development (age intervals after V. K. Gudelis, 1976):
 BIL₁ — stage of Baltic periglacial lakes. BIL₂ — Baltic Ice Lake. Jo — Yoldian Sea. E — Echonets Sea. Anc — Ancylus Lake. M — Mastogloia Sea. L — Littorina Sea. Pl — postlittorina stages.

strong sea water encroachment in connection with the first Litorina transgression. The main transgressive-regressive cycles of Meso-Neoholocene are also showed in the graph (Fig. 2).

These data can suggest that the ocean waters penetrated into the Baltic Basin at least twice during deglaciation. This is also supported by similar studies of varved clays in lakes of Sweden (B. K. Gudelis, Verbal communication) and E. Nilsson's data (Nilsson, 1970). So, long-standing discussions on the possible relation of the Baltic with the ocean during Late glaciation are settled not in favour of "isolationists". The question on the White Sea-Baltic relation which could serve as a channel of overflow of surplus fresh waters from the Baltic Ice Lake (Gudelis, 1976) is also discussed in a new fashion at present.

The absence of subsaline-water diatoms in sections of the Late-Glacial Baltic deposits is not an evidence for the constant Baltic isolation from the ocean. Inflows of salt waters were slight and of short duration. They could not essentially change mineralization of the Baltic Ice Lake waters because of the powerful inflow of melted glacial waters, while the marine or subsaline-water flora simply did not have time to develop. Nevertheless the occurrence of halophil diatoms in the Late Glacial deposits sometimes can appear to be "in situ".

REFERENCES

- БЛАЖЧИШИН А. И., ГАЙГАЛАС А. И., ЛУКОШЕВИЧЮС Л. С., ВОЛОШЕНКО Ю. А., ХУБЛЬДИКОВ А. И.: 1975. Строение позднечетвертичной толщи дна глубоководных впадин Балтийского моря по данным предварительного изучения длинных колонок отложений. Тр. АН Лит. ССР, сер. Б, т. 3 (88).
- БЛАЖЧИШИН А. И., ДАВИДОВА Н. Н., КЕССЕЛ Х. Я.: 1980. Пыльца и диатомовые в колонках из глубоководной части Балтики. Изв. АН Эст. ССР, сер. химия—геология.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1976. История развития Балтийского моря. В кн. «Геология Балтийского моря», Вильнюс, «Мокслас».
- КАБАЙЛЕНЕ М., КОНДРАТЕНЕ О., ЛУКОШЕВИЧЮС Л. С., БЛАЖЧИШИН А. И., ГАЙГАЛАС А. И.: 1978. Палеоботаническая и литологическая характеристика позднечетвертичных отложений глубоководных впадин Балтики. Тр. АН Лит. ССР, сер. Б, т. 6 (109).
- КВАСОВ Д. Д., БАКАНОВА И. П., ДАВИДОВА Н. Н.: 1970. Основные вопросы позднеледниковой истории восточной Балтики. „Baltica“, 4.
- КЛЕЩЕНКО С. А.: 1979. Исследование состава и геохимической эволюции поровых растворов донных морских отложений. Автореф. канд. дисс., Киев.
- ЛУКАШЕВ В. К., БЛАЖЧИШИН А. И., ДЕРБИНСКИЙ И. А.: 1979. Отражение условий солёности в составе современных осадков Балтийского моря на примере бора. Изв. АН БССР, сер. химических наук, № 2.
- МАРКОВ К. К.: 1935. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. I—II. Изв. гос. геогр. общества, т. 65, вып. 4, 1933; т. 67, вып. 1.
- MANHEIM F. T., SAYLES F. L.: 1974. Composition and origin interstitial waters of marine sediments based on Deep Sea drill cores. „The Sea“ v. 5. Marine Chemistry. (Ed. E. Goldberg).
- NILSSON E.: 1970. On the Late Quaternary history of Southern Sweden and the Baltic basin. „Baltica“, 4, Vilnius.
- SAURAMO M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Helsinki.

А. И. БЛАЖЧИШИН

РЕЗЮМЕ

Изучены ионный состав поровых вод, содержание валового и поглощенного бора в позднечетвертичных отложениях глубоководных районов Балтики. Полученные данные свидетельствуют о том, что в позднем плейстоцене по крайней мере дважды (в среднем дриасе и в верхней половине аллерёда) в Балтийскую котловину проникали морские воды. Подток соленых вод был незначителен по сравнению с притоком талых ледниковых вод и кратковременным, поэтому соответствующая диатомовая флора не успевала развиваться. Однако в ряде случаев находки солоноватоводных диатомей в позднеледниковых отложениях могут оказаться инситуными.

НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В. К. ГУДЕЛИС, Вильнюс

Рассматриваемое нами побережье Балтики расположено в приосевой полосе крупной тектонической формы т. н. Польско-Литовской синеклизы. Данная синеклиза образовалась в результате герцинских тектонических движений, когда бывшая региональная структура каледонского возраста — Балтийская впадина в связи с поднятием Белорусско-Мазурской антеклизы была расчленена на две синеклизы — Брестскую и Польско-Литовскую.

Кристаллический фундамент Польско-Литовской синеклизы в пределах описываемой территории находится на глубине от —1800 м (севернее пос. Швянтойи) до 2700—2900 м в районе Самбийского полуострова. Над кристаллическим фундаментом залегает мощная толща платформенных пород и отложений палео- и мезокайнозоя. Территория побережья ЮВ Балтики расположена в пределах тектонических структур 2-го порядка: т. н. Тельшайской ступени и Куршской впадины (Можаяев, 1973). Тельшайская ступень расположена южнее Курземского выступа фундамента. Южная граница Тельшайской ступени проводится по т. н. Клайпедскому уступу, установленному по сейсмометрическим данным. Здесь также отмечаются тектонические нарушения в палеозойских отложениях, имеющие субширотное простирание. Амплитуда тектонических нарушений достигает 200—300 м. В пределах Тельшайской ступени выделен ряд локальных поднятий.

Все побережье от Клайпеды к югу, включая Самбийский полуостров, находится в пределах Куршской впадины. Наиболее погруженная часть этой впадины представлена тектонической структурой второго порядка — Калининградской депрессией. Куршская впадина т. н. зоной Нямунасских глубинных разломов расчленена на две части. Эти ступенчато-сбросовые нарушения имеют СЗ—ЮВ простирание. Амплитуда этих тектонических смещений фундамента точно не установлена, но достигает, по-видимому, до несколько сот метров. В осадочном чехле амплитуда нарушений заметно уменьшается.

Дочетвертичная поверхность представлена от палеогеново-неогеновых отложений на Самбийском полуострове до триасовых на севере. Таким образом, по мере продвижения с юга на север на дочетвертичной поверхности постепенно обнажаются все более древние отложения. Дочетвертичная поверхность прикрыта плащом плейстоцено-голоценовых отложений, максимальная мощность которых превышает 160 м (в погребенных долинах или понижениях подчетвертичной поверхности). Наи-

большая мощность голоценовых отложений, в основном эоловых, приурочена к косе Куршю Нярия и достигает свыше 100 м (Гуделис, 1973).

Вопросами неотектонических движений юго-восточного побережья Балтики стали интересоваться сравнительно недавно, примерно 25 лет назад. В 1955 г. была опубликована статья автора (Gudelis, 1955), в которой впервые охарактеризованы неотектонические движения литовского побережья Балтики за поздне-последледниковый период. Материалом для анализа позднепоследледниковых движений земной коры послужили данные изучения древнебереговых образований Балтийского моря, а также сравнение имевшихся в то время материалов по повторным нивелировкам. Неотектонические движения побережий Прибалтики, в том числе и здесь рассматриваемой территории, были затем неоднократно рассмотрены в целом ряде работ (Гуделис, 1957, 1960, 1961, 1964, 1973а, б, 1975; Gudelis, 1955, 1960, 1961а, 1961б, 1978 и др.). В 1959 г. автором была впервые составлена карта неотектонических движений Прибалтики (Gudelis, 1960), которая затем была использована при составлении карты новейших движений СССР, изданной в 1960 г. Современные движения побережья ЮВ Балтики рассматривались целым рядом исследователей (Виттинг, Бикис, Модель, Гуделис, Гуделис и Лиесис, Якубовский, Победоносцев и др.). При этом использовались мареографические и нивелировочные данные.

1. Новейшие движения земной коры

Основой для восстановления и характеристики новейших движений послужили результаты изучения строения и палеогеографии четвертичных отложений, развития речных долин и залива Куршю марес, а также древнебереговых образований прежних водоемов Балтийского моря. Современные движения земной коры охарактеризованы на основе имеющихся мареографических данных и результатов высокоточных повторных нивелирований.

О тектонических движениях, имевших место в течение четвертичного периода до момента деградации последнего (валдайского) ледникового покрова, имеются пока только отрывочные и сравнительно ограниченные данные. Ясно одно, что на протяжении всего четвертичного периода побережье ЮВ Балтики испытало суммарное относительное опускание земной коры. Статическая амплитуда этих опусканий оценивается до 150 м (Gudelis, 1960). Наибольшие величины тектонического опускания приурочены к современной территории залива Куршю марес.

Имеются данные, что в позднем плейстоцене на Самбийском полуострове, а, возможно, что и в пределах зоны Нямунасских разломов происходили сбросово-блоковые движения земной коры, амплитудой до 20—30 м (Гуделис, 1973). Причина активизации тектонических нарушений могла быть связана с процессами ледниковой разгрузки.

Более достоверными являются результаты оценки неотектонической активности побережья за позднепоследледниковое время, полученные на основе изучения древних береговых линий Балтийского моря и развития речно-долинной сети.

После отступления края ледникового покрова с т. н. Северо-Литовских конечных морен на побережье началось быстрое гляциостатическое поднятие, вызванное ледниковой разгрузкой. Это поднятие началось примерно 13 000 лет назад и продолжалось, с постепенно затухающей скоростью, до начала последледниковья. С бореального (анцилового) времени на фоне гляциостатических движений все более отчет-

ливо начинают проявляться дифференцированные собственно-тектонические движения, приуроченные к определенным тектоническим структурам.

Судя по градиентам уклона и современному гипсометрическому положению береговой линии Вг II (позднедрасового Балтийского ледникового озера), суммарное тектоническое поднятие побережья Литвы в

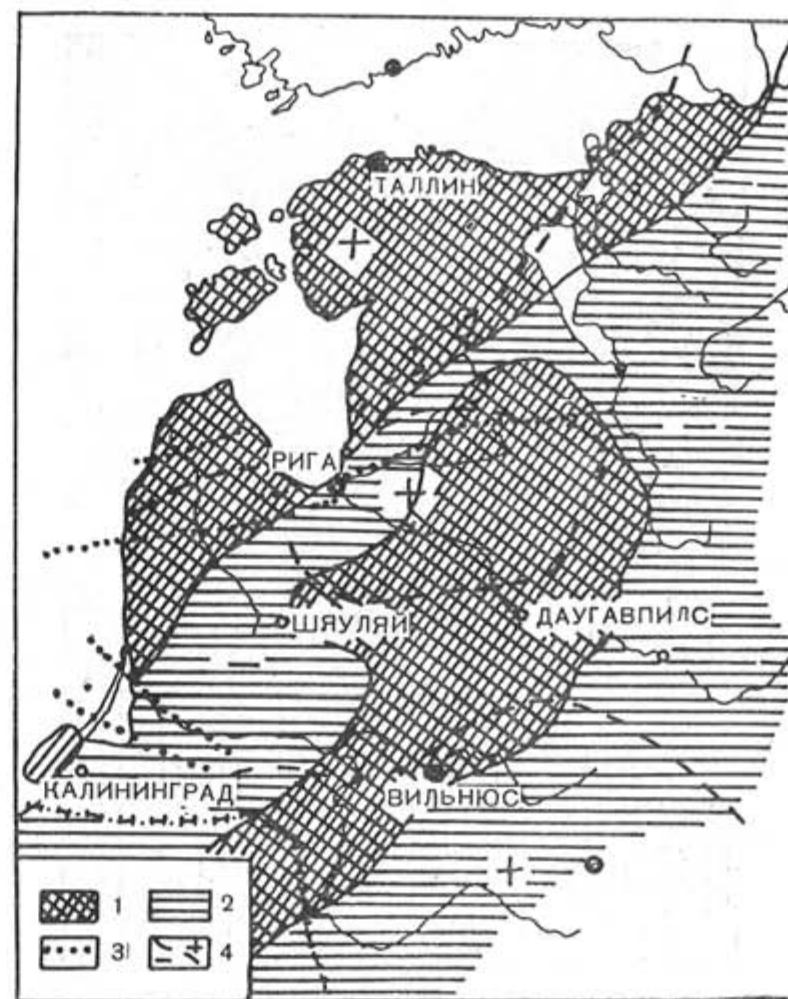


Рис. 1. Тектонические движения в голоцене (Гуделис, 1973):

1 — области преобладающего поднятия, 2 — то же, опускания, 3 — глубинные тектонические разломы кристаллического фундамента, 4 — области современных движений по Ю. Рандяру (1967)

окрестностях г. Паланга составляет около 10 м. Учитывая возраст образования этой береговой линии, средняя скорость поднятия данного участка побережья на протяжении последних 10 000 лет составляла примерно 1 м в тысячелетие или 1 мм/год. Как мы увидим дальше, это хорошо соответствует скорости современных движений земной коры на данном участке.

Береговая линия максимума литориновой трансгрессии находится в окрестностях г. Паланга на абс. в. около 5 м. Обе береговые линии БЛО, а также и литориновая береговая линия наклонены с севера на

юг. Различные градиенты уклонов береговых линий говорят об неодинаковом темпе (скорости) поднятия земной коры на южном и северном участках побережья. Наибольшими градиентами уклона отмечаются береговые линии BgI и BgII. Примерно на широте Русне—Нида все древнебереговые линии прежних водоемов развития Балтийского моря находятся сейчас ниже уровня моря.



Рис. 2. Вырезка из карты современных движений земной коры Европы.

Области современных положительных движений: 1—6—1 мм/год, 2—4—2, 3—2—0, отрицательных движений: 4—0—2, 5—2—1

Более заметных деформаций в простирании древнебереговых линий на описываемом побережье не обнаружено, что говорит об отсутствии каких-либо разрывных-блоковых движений на протяжении от позднего дриаса по сегодняшний день.

Что касается характера движений земной коры за позднеледниковый период, то обобщая можно сказать следующее. Максимальная амплитуда суммарного поднятия следует оценивать около 10 м, при ее постепенном снижении с севера на юг. Это свидетельствует о неодина-

ковой скорости поднятия. Местных тектонических нарушений не обнаружено. Район залива Куршю марес за это время проявлял тенденцию к относительному опусканию, которое было присуще ему, по крайней мере, с начала плейстоцена. Скорость новейших движений земной коры неуклонно уменьшалась. Наиболее быстрые движения происходили в позднеледниковом периоде (с бёллинга по поздний дриас).

2. Современные движения земной коры

В этом разделе мы попытаемся охарактеризовать современные движения земной коры на территории побережья ЮВ Балтики, исходя из материалов новейших мареографических и геодезических исследований. Желаящие более подробно ознакомиться с изучением этого вопроса могут найти соответствующие данные в опубликованных источниках (Гуделис, 1973).

О. Якубовский (1973) опубликовал данные по анализу уровневых наблюдений 36 пунктов Балтийского моря с 1886 по 1970 г. Им разработанный метод позволил исключить влияние гидрометеорологических факторов на получаемые результаты измерений. Им была составлена карта (рис. 3) современных изобаз движений земной коры для Балтийского моря. Данная карта изобаз по мареографическим данным хорошо согласуется с изобазами на суше, проведенными на основе повторных, высокоточных нивелирований. На протяжении 85 лет для некоторых пунктов побережья Балтики получены им следующие цифры: Лиепая — $(-0,6 \pm 0,3)$ мм/год, Клайпеда — $(-0,8 \pm 0,3)$ мм/год, Балтийск — $(-1,2 \pm 0,3)$ мм/год. Для рыб. поселка Папесциемс за период 1889—1970 гг. среднегодовое движение земной коры составляет $-0,3$ мм.

С. В. Победоносцев (1973) приводит интересные данные по вертикальным движениям берегов залива Куршю марес. Ниже приводим данные по движениям земной коры в районе залива Куршю марес (табл. 1).

Таким образом, за рассматриваемый период в районе залива Куршю марес преобладали целиком нисходящие движения земной коры 1—2 мм/год, за исключением р. Открытое (южный берег залива), где намечается слабое местное поднятие. По мнению С. В. Победоносцева, скорости движения в пос. Дряверна и в Нида завышены из-за собственных движений реперов. По мнению указанного автора, в северной части залива отмечаются колебания вертикальных движений. В южной части обнаруживаются пульсации до 4 см с периодом в 6—10 лет. В средней

Таблица 1

Пункт	Период наблюдений	Скорость мм/год и точность ее определения	
Скирвите	1902—24	-1,20	0,20
Уостадаврис	1902—32	-1,10	0,20
Дряверна	1902—32	-2,80	0,28
Вянте	1925—70	-1,10	0,20
Юодкранте	1902—70	-1,40	0,20
Нида	1925—38	-4,90	0,40
Нида	1948—70	-3,20	0,30
Рыбачий (Расите)	1902—39	-1,90	0,30
Заболоте	1902—40	-1,20	0,30
Матросово	1902—34	-1,60	0,20
Открытое	1932—68	-0,40	0,20

части залива вертикальные движения равномерные. Следует подчеркнуть, что короткие ряды и длительные периоды в наблюдениях, а также отсутствие надежной проверки устойчивости реперов снижают качество полученных результатов. Данные Победоносцева говорят о колебательном характере вертикальных движений. Причина этих колебательных, сравнительно краткопериодических движений, если они, на самом деле,

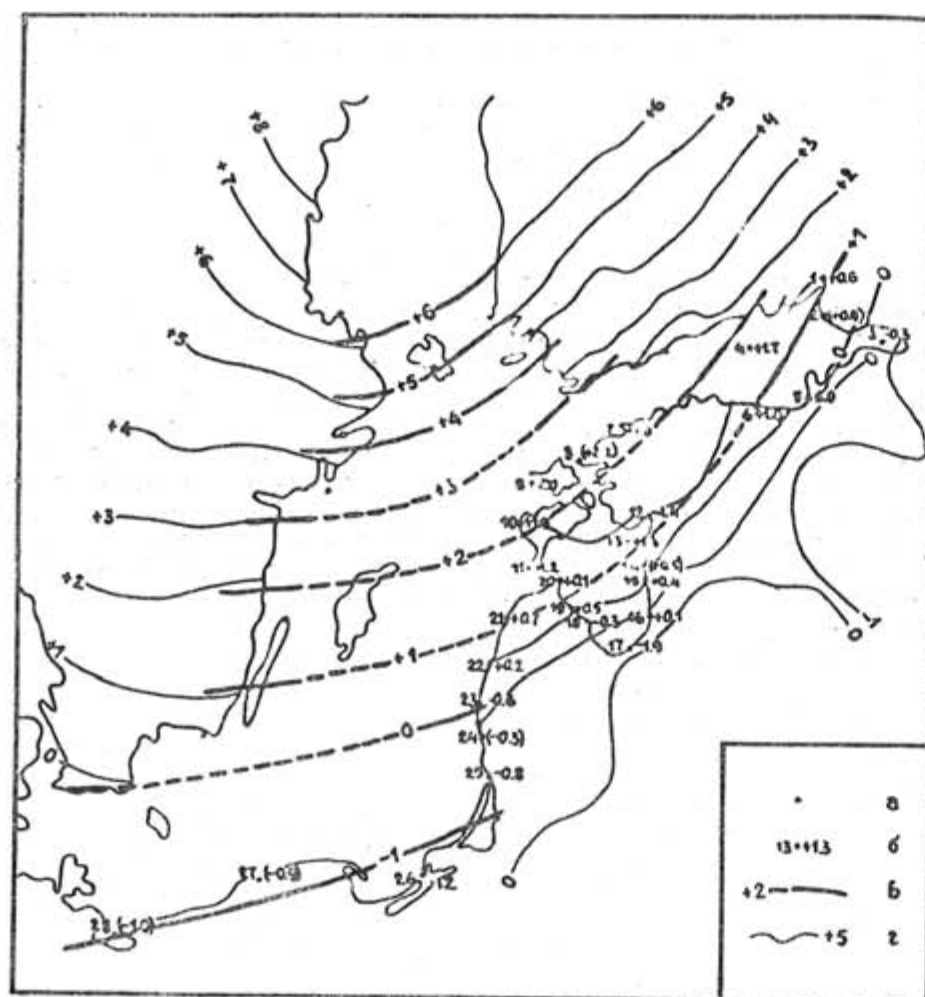


Рис. 3. Карта вертикальных движений земной коры (1889—1970) по Якубовскому, 1973. а — уровневые посты, б — скорости вертикальных движений земной коры (мм/год), определенные по уровневым наблюдениям (в скобках даны скорости, полученные по наблюдениям до 1960 г.), г — изобазы вертикальных движений по результатам повторных геометрических нивелировок

имели место на описываемой территории, кроется, повидимому, в процессах деформации слоев осадочного покрова, вызванных перераспределением напряжений в нем и проявляющихся в виде «волновых» колебаний земной поверхности.

Учитывая сказанное и привлекая для сравнения данные других авторов, можно прийти к общему заключению, что на протяжении последних 80—85 лет весь участок побережья от г. Лиепая до г. Балтийска,

включая заливы Куршю марес и Вислинский, испытывал незначительное опускание земной коры величиной от $-0,6 \pm 0,3$ мм/год до $-1,2 \pm 0,3$ мм/год. Скорость опускания увеличивается с севера на юг и достигает максимального значения в северной части Вислинского залива. И сейчас северный участок побережья опускается медленнее южного.

Из-за короткого периода инструментальных наблюдений пока трудно сказать, чем вызвано наблюдаемое ныне медленное погружение берегов ЮВ Балтики. Неясно пока также, какую роль в этом играет изменение уровня Балтики (Мирового океана), а также погрешности метода при обработке данных. Так или иначе одно ясно, что вертикальные движения земной коры на описываемом побережье являются медленными и слабодифференцированными движениями, и они поэтому практически не сказываются на динамике современных береговых процессов. Пока нет никакой уверенности в том, что современная «эпоха» медленного погружения рассматриваемого побережья с течением времени не будет заменена периодом незначительного поднятия. Это правдоподобно, так как описываемое побережье находится в полосе прохождения нулевой изобазы послеледниковых движений земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- ГУДЕЛИС, В. К.: 1957. Определение характера движений земной коры по эпейрогенетическим спектрам древнебереговых линий (клинометрический анализ). Тр. АН Лит. ССР, сер. В, 1.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1960. О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации. «Мат. совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике», Таллин.
- ГУДЕЛИС, В. К., ЛИЕСИС, И. П.: 1961а. Вертикальные движения земной коры на территории Юго-Восточной Прибалтики по данным точных нивелировок. В кн. «Неотектоника СССР», Рига.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1961б. Неотектонические движения на территории Восточной Прибалтики. В кн. «Материалы совещания по изучению четвертичного периода», т. 2, Москва.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1964. О возможностях определения основных показателей новейших тектонических движений в условиях Прибалтики. В кн. «Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике», Вильнюс.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1973а. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Изд. «Минтис», Вильнюс.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1973б. Современные, после- и позднеледниковые движения земной коры Прибалтики. В кн. «Современные движения земной коры», Тарту.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1975. К вопросу о природе и характере проявления современных движений земной коры в условиях материковых платформ. В кн. «Современные движения территории Прибалтики», Тарту.
- МОЖАЕВ, Б. Н.: 1973. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. Изд. «Недра», Ленинград.
- ПОБЕДОНОСЦЕВ, С. В.: 1973. Вертикальные движения берегов Рижского и Куршского заливов Балтийского моря, определенные по уровневым данным. В кн. «Современные движения земной коры», Тарту.
- ЯКУБОВСКИЙ, О. В.: 1973. Уточненная карта вертикальных движений земной коры побережья Балтийского моря. В кн. «Современные движения земной коры», Тарту.
- GUDELIS, V.: 1955. Lietuvos pajūrio neotektoninio aktyvumo klausimu. Lietuvos TSR MA Darbai, ser. B, 3, Vilnius.
- GUDELIS, V.: 1960. Neotectonic movements on the territory of the Baltic Area in the Quaternary period. „Coll. acta geologica Lithuanica“, Vilnius.
- GUDELIS, V.: 1961 a. Latest and recent vertical displacements of the Earth's crust in the Baltic Region and some problems of the methodical character. "I Intern. Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen", Berlin.
- GUDELIS, V.: 1961 b. Latest and recent vertical Earth' crust movements and the morphology of the sea-coast of the East Baltic Area. „Bulletin Geodesique“, Paris.
- GUDELIS, V.: 1978. Alte Strandlinien der Ostsee im ostbaltischen Raum und die praktische Auswertung der Ergebnisse ihrer Untersuchung. Petermanns Geographische Mitteilungen, H. 2, Gotha/Leipzig.

V. GUDELIS

ABSTRACT

The territory under consideration occupies the Baltic coast of Lithuania and the Kaliningrad District (formerly Eastern Prussia) and geologically belong to the so-called Baltic sineclyse. The crystalline bedrock lies here at the depth of 1700—2000 m and is covered by a great thickness of sedimentary strata. During the Quaternary the region experienced complicated up-and downwarping under the impact of glacial loading and unloading. Total range of vertical crustal displacements in this area reaches to 200—250 m. The subsidence was predominating. The late — and post-glacial crustal movements fixed by deformations of ancient shorelines of the Baltic Ice Lake (BIL) and the Litorina Sea have shown that the max. range of the late — and post-glacial crustal elevation on the Lithuanian coast exceeds 10 m and the shorelines are tilted southwards.

During the lateglacial time the glacioisostate movements controlled the uplift, whereas in the post-glacial time, the role of epeirogenic movements is clear detectable.

Recent vertical displacement of the sea shoreline according to the gauge measurements (mareographical) data of the last 90—100 years in the coastal zone discussed is within the limits of 0,5—2,0 mm/year. Gradient of recent land subsidence is grown up from north to south. Meanwhile it is impossible to estimate the real effect of eustatic sea-level rise and to determine the actual velocity of crustal movements.

ОСНОВЫ БЕРЕГОЗАЩИТЫ КАЛИНИНГРАДСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ
БАЛТИКИ

В. Л. БОЛДЫРЕВ, Е. К. ГРЕЧИШЕВ, О. Л. РЫБАК, В. Г. РЫБКА,
Я. С. ШУЛЬГИН, Калининград—Сочи

Калининградское побережье Балтийского моря, благодаря исключительно благоприятным природно-климатическим условиям и удобным транспортным связям, является ценнейшей территорией для курортно-санаторного освоения. В настоящее время здесь уже функционируют базы отдыха и лечебные учреждения на 45-километровом участке побережья от п. Филино — на западе до п. Лесной (Куршская коса) — на востоке.

Однако, размещены они неравномерно, базируясь в основном в приморских городах. В ближайшей перспективе намечается интенсивное санаторно-курортное строительство на всей этой территории, а также на смежных новых участках побережья.

Освоение береговой зоны осложняется развитием абразионных и оползневых процессов, охватывающих около 75 км берега, в том числе и Куршскую косу, являющуюся уникальным Государственным заказником. Интенсивному разрушению берегов способствует плановое положение Самбийского полуострова, его геолого-геоморфологическое строение и гидрометеорологический режим прилегающей акватории моря (рис. 1).

Но несмотря на идентичность природных условий, между состоянием береговой зоны западного и северного побережья Самбийского полуострова имеются существенные различия.

На западном побережье, благодаря сбросу в море вскрышных пород из карьеров янтарного комбината с 1922 по 1978 гг. в объеме до 60 млн. м³ грунта, в настоящее время преобладает аккумулятивный тип берега с развитыми пляжами (за исключением локальных участков берега, примыкающих к мысам, расположенным южнее п. Янтарного, и весь участок побережья севернее м. Бакалино). На северном же побережье из-за большой разницы между существующей мощностью вдольберегового потока наносов порядка 200—250 тыс. м³ в год, направленного с запада на восток, и его емкостью, составляющей по нашим расчетам в среднем около 350—450 тыс. м³ в год, образовался огромный дефицит песчаного материала на подводном береговом склоне. Его величина в пределах всего участка от м. Таран до п. Морского на Куршской косе составляет по результатам наших исследований около 37,7 млн. м³. Имеющий место большой разрыв между мощностью и емкостью вдольберегового потока наносов (порядка 40—50%) является

причиной интенсивного размыва пляжей и берегов и тем самым способствует развитию здесь также и оползней.

Указанный характер эволюции береговой зоны не исключительное явление, а закономерный результат взаимодействия природных процессов на данном естественно-историческом этапе. В связи с этим освоение рассматриваемого побережья на протяжении последних ста лет тесно связано с одновременным проведением берегозащитных мероприятий (Abrameit и. а., 1900; Hansen, 1938; Petersen, 1961). Уже начиная с конца прошлого века, здесь строились продольные и поперечные берегозащитные сооружения различной конструкции (подпорные стены, железобетонные опояски и буны). Однако существенного улучшения состояния побережья они вызвать не могли, поскольку не устраняли основных причин размыва и огромного дефицита песка на подводном береговом склоне. Применяемые до сих пор методы берегозащиты в силах лишь временно на отдельных участках побережья приостановить или замедлить размыв берегового откоса. При этом они, как правило, вызывают интенсификацию процессов абразии на прилегающих низовых участках берега. В условиях острого дефицита наносов на подводном береговом склоне и во вдольбереговом их потоке наиболее эффективным методом кардинального улучшения состояния всего рассматриваемого побережья в целом является, с одной стороны, повышение существующей мощности вдольберегового потока наносов за счет переброски сюда песчаных грунтов, отработанных в карьерах янтарного комбината, с другой — снижение его ёмкости за счет искусственной трансформации волновой энергии с помощью гидротехнического сооружения типа подводного волнолома распластанного профиля. Пределы сочетания этих двух методов определяются существующими материальными и техническими возможностями их использования.

Полный или частичный переброс вскрышных преимущественно песчаных отложений из карьеров янтарного комбината на северное побережье, помимо выполнения своих берегозащитных функций, будет способствовать уменьшению заносимости подходного канала Балтийского и Калининградского портов.

Реализация указанного предложения вызывает необходимость выбора наиболее целесообразного места и определения оптимального объема сброса пульпы. С этой целью Черноморским отделением ЦНИИС на основе материалов Атлантического отделения ИО АН СССР и Калининградского госуниверситета были выполнены специальные исследования для определения величины дефицита наносов на подводном береговом склоне северного побережья Самбийского полуострова. С этой целью по методике Черноморского отделения ЦНИИС было проведено сопоставление естественных поперечных профилей берегового откоса с расчетными профилями динамического равновесия по отношению к средней волне в шторме, имеющим место 1 раз в 25 лет, и к эффективному диаметру пляжеобразующих наносов, равному 0,15 мм. Результаты сравнительного анализа показали, что максимальный дефицит наносов на подводном береговом склоне имеет место на участке Приморье—Отрадное, где на протяжении 5 км он в среднем составляет около 1,5 млн м³ на 1 пог. км берега, и на участках побережья, непосредственно примыкающих к мысам Купальному и Гвардейскому. Здесь удельный дефицит наносов на подводном береговом склоне превышает местами 3000 м³ на п. м. береговой полосы. В районе Светлогорской бухты его величина снижается до 600 м³ на п. м. берега. Уменьшение дефицита наносов на подводном береговом склоне прослеживается также и по мере приближения к Куршской косе. На отдельных участках

с восточной подветренной стороны мыса Гвардейского на глубинах до 4,5 м отмечается уже избыток наносов, а в целом на поперечном профиле нулевой баланс песчаного материала. В районе же п. Нида на всем поперечном профиле подводного берегового склона имеет место избыток наносов (до 250 м³/п. м.), сконцентрированный в подводных песчаных валах, что говорит о полной смене абразийных процессов аккумулятив-

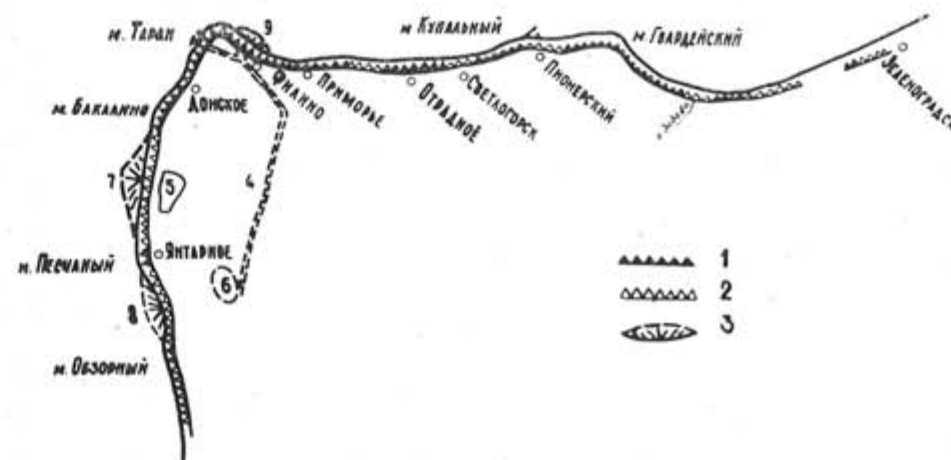


Рис. 1. Обзорная схема побережья Самбийского полуострова.

1 — берег с активным клифом. 2 — берег с отмытым клифом. 3 — конусы сброса песчаной пульпы из карьеров Янтарного комбината. 4 — рекомендуемый пульповод для сброса пульпы на северное побережье (с отводом на запад). 5 — старый отработанный карьер Янтарного комбината. 6 — действующий карьер Янтарного комбината. 7 — старый конус сброса пульпы в районе Янтарного-Синявина. 8 — новый конус сброса пульпы из действующего карьера Янтарного комбината в районе Покровского. 9 — предлагаемое место сброса песчаной пульпы на северном побережье.

ными. Избыток наносов на подводном береговом склоне (до 225 м³ на п. м.) прослеживается и на участке подветренного входящего угла у восточного мола порта Пионерский, где в период развития штормового волнения северо-восточных и восточных румбов происходит аккумуляция песчаного материала.

Одной из особенностей геоморфологического строения подводного берегового склона северного побережья Самбийского п-ва, связанной с его генезисом, являются повышенные уклоны на глубинах свыше 4,0 м. Это обуславливает то, что основной дефицит наносов приходится на участки профиля, лежащие мористее указанной изобаты. На отдельных профилях рассматриваемого участка побережья дефицит наносов на глубинах мористее 4,5 м достигает 98% общего дефицита наносов на подводном береговом склоне, а в среднем составляет около 90%.

На участке Светлогорской бухты доля дефицита наносов, приходящаяся на глубины более 4,5 м, уменьшается до 72—78%.

Средняя многолетняя емкость результирующего вдольберегового потока наносов эффективным диаметром 0,15 мм, направленного с запада на восток, почти на всем протяжении северного побережья Самбийского п-ва колеблется в пределах 300—500 тыс. м³ в год.

Исключение составляют подветренные участки, непосредственно следующие за мысом Таран и мысом, расположенным северо-западнее п. Филино, а также участок Светлогорской бухты. Здесь емкость этого потока уменьшается соответственно до 170—200 и 200—300 тыс. м³ в год. Однако эти участки ограничены по протяжению и свободно обходятся вдольбереговыми штормовыми течениями, что было подтверждено исследованиями КГУ с люминесцентными мечеными песками на уча-

стке от района предполагаемого места сброса песчаной пульпы северо-западнее Филино до Светлогорска, что позволяет заключить, что емкость потока снижается на меньшую величину, чем это получается расчетами.

Вдольбереговое перемещение песчаных наносов на северном побережье Самбийского п-ва нарушается в районе Пионерского порта и на участке побережья, непосредственно примыкающем к м. Гвардейскому. При обходе потоком наносов порта Пионерского часть потока улавливается подходным судоходным каналом и акваторией порта, а оставшаяся часть рассеивается с восточной стороны порта вплоть до мыса Гвардейского. Еще большее рассеивание вдольберегового потока песчаных наносов происходит при огибании им мыса Гвардейского. Верер рассеивания занимает, вероятно, всю площадь дна от мыса и до корневой части Куршской косы. В итоге весь участок берега с восточной подветренной стороны от мыса оказывается в дефицитных условиях, за исключением участка от устья р. Забавы до п. Прибой, находящегося в тени мыса от волн и течений западного сектора.

Выполненные расчеты и сопоставление их с данными натурных наблюдений за характером и направленностью береговых процессов говорят о том, что реальная средняя многолетняя мощность господствующего потока наносов, направленного с запада на восток, с учетом развития штормовых вдольбереговых течений, на Куршской косе составляет 400—450 тыс. м³/год (Рыбак и др., 1979).

Характерными для всего рассматриваемого участка побережья являются значительные колебания емкости вдольберегового потока наносов по ширине прибрежной зоны. Начиная от м. Таран, зона возможного наиболее интенсивного вдольберегового перемещения наносов постепенно смещается с глубин 3—5 м сначала на глубины 5—7 м, а затем на глубины 7—10 и более метров. При этом на большей части побережья от п. Приморье до п. Отрадное емкость вдольберегового потока наносов, приходящаяся на глубины свыше 10 м, составляет до половины общей ее величины. И только в районе Светлогорской бухты и далее к м. Купальному зона интенсивного вдольберегового перемещения наносов смещается к берегу соответственно на глубины 0—3 и 3—5 м.

В результате значительного дефицита песка на подводном береговом склоне наблюдается постоянный прогрессирующий отрыв песчаных пляжей, которые в основном развиты в бухтах, а на выступах берега, как правило, отсутствуют.

При действии экстремальных по силе штормов (8—9 баллов), сопровождающихся максимальным нагоном вод и подъемом уровня на 1,0—1,5 м над ординаром, сохранность песчаных пляжей может быть обеспечена только в результате полной компенсации дефицита наносов. На таких участках должны образоваться песчаные пляжи шириной более 40 м.

В связи с этим для восстановления и стабилизации пляжей необходима подпитка береговой зоны песчаными наносами в больших объемах, что может быть обеспечено сбросом на северное побережье песчаной пульпы из карьеров или гидроотвалов Янтарного комбината.

Анализ динамики берега и картины распределения наносов в прибрежной зоне рассматриваемого участка побережья показал, что наиболее целесообразным местом сброса на северное побережье Самбийского п-ва вскрышных преимущественно песчаных отложений из карьера Янтарного комбината является бухтовый участок северо-западнее п. Филино, имеющий азимут береговой линии 100—110°. Во-первых, начиная с этого участка, средняя многолетняя емкость результирующего

вдольберегового потока наносов возрастает в среднем до 450 тыс. м³ в год, во-вторых, благодаря геоморфологическим особенностям подводного берегового склона, более 30% перемещаемых наносов проходит здесь между изобатами 0—3 м и более 50% — в диапазоне изобат 0—5 м, т. е. на глубинах, на которые в основном будет выходить конус выноса твердого материала из сбрасываемой пульпы. Это гарантирует интенсивный размыв внешнего края конуса сброса пульпы, т. е. быстрое вовлечение песчаных наносов во вдольбереговую перенос.

Восточнее рекомендуемого места сброса вскрышных пород зона возможного максимального вдольберегового перемещения наносов смещается на глубины 7—10, а затем более 10 м. Таким образом, сброс пульпы Янтарного комбината в пределы указанного района будет способствовать максимальной интенсивности восполнения имеющего здесь место дефицита наносов на подводном береговом склоне и обеспечит распределение песчаного материала вдоль всего северного побережья области.

Учитывая по аналогии с западным побережьем, что потери сбрасываемого в виде пульпы твердого материала составляют около 25%, минимальный ежегодный объем сброса должен быть равен 600 тыс. м³. При этом, принимая во внимание, что сброс пульпы будет происходить в курортном районе, необходимо сбрасывать грунты, содержащие преимущественно песчаные фракции, а сброс глинистых фракций из верхних горизонтов карьера осуществлять на западное побережье по существующему пульповоду или по отводному пульповоду, отходящему от главного, с выводом пульпы на западное побережье примерно в 0,8 км южнее мыса Таран (преимущественно в летние месяцы). Рис. 1.

По аналогии с западным побережьем, где при сбросе песчаных грунтов в первоначальный период (1922—1960 гг.) в объеме 20 млн. м³ при среднемноголетней емкости потока наносов, направленного от Янтарного к югу, в 200 тыс. м³ в год полное восстановление динамического равновесия подводного берегового склона и берега на 25 км его отрезке произошло менее, чем за 40 лет, полную компенсацию дефицита песчаных наносов на северном побережье следует ожидать через 25—30 лет. Учитывая же, что зона наиболее интенсивного перемещения песчаных наносов по направлению с запада на восток постепенно отходит от берега и уходит с 3—5 на 7—8 м и большие глубины, то на участке от Приморья до Отрадного вблизи Уреза будут более благоприятные условия для аккумуляции песчаных наносов на дне и берегу, чем в районе предполагаемого сброса песчаной пульпы, где будет идти интенсивный отрыв конуса сброса. В Светлогорской бухте, где зона наиболее интенсивного вдольберегового перемещения наносов снова выводит на малые глубины, все равно будет идти аккумуляция песка, так как уже сейчас там профиль дна близок к равновесному, а местами и превышает его. Люминесцентный меченый песок, выпущенный в месте предлагаемого сброса пульпы северо-западнее п. Филино, при волнении 1—2 балла прошел сложный путь интенсивного перемещения песчаных наносов и в Светлогорской бухте снова оказался прибитым к берегу. Все это говорит о том, что при массовом сбросе песка у Филино аккумуляция его в Светлогорской бухте будет идти довольно интенсивно.

При небольших размерах бухточки, в которую рекомендуется сброс пульпы (примерно 200×150×4 м) она будет заполнена в первый же год. Поэтому уже с первого года будет осуществляться вдольбереговой перенос песка в восточном направлении. При этом в первые годы после начала сброса песка будет происходить преимущественное отложение песчаных наносов в бухтовых участках и нарастание пляжей в них

вследствие рефракции волн и соответствующего падения емкости вдоль берегового потока наносов. Главное же заключается в том, что уже в первые годы сброса пульпы будет полностью компенсироваться дефицит песка, поступающего ежегодно во вдольбереговую поток за счет разрушения непосредственно берега и достигающий сейчас 150—200 тыс. м³ песка. А это значит, что постепенно будет снижаться темп разрушения коренного берега, а, по мере нарастания пляжей, и прекращаться вообще. Это особенно важно и с тех позиций, что в ближайшие годы намечается проведение первоочередных берегозащитных мероприятий в Светлогорской бухте, которые будут включать строительство опоясок, набережных и фильтрующих откосов, полностью ликвидирующих абразию берега, а, следовательно, и лишаящих вдольбереговую поток наносов дополнительного питания в объеме на данном участке около 200 тыс. м³ песчаных наносов в год.

Выполненные расчеты легли в основу оценки продолжительности формирования искусственных пляжей шириной до 50 м на участке побережья от п. Филино до м. Купального за счет песка, содержащегося в пульпе Янтарного комбината. Протяженность расчетного участка составляет 10,65 км. Дефицит наносов средним диаметром 0,15 мм на подводном береговом склоне в пределах этого участка равен 11,8 млн. м³, из которых 10,5 млн. м³ или 89% приходится на глубины более 4,5 м. Средняя многолетняя величина возможного ежегодного перемещения наносов в сторону м. Купального на входящем створе составляет 450 тыс. м³ в год. В замыкающем створе мощность этого потока, не превышающая в настоящее время 250 тыс. м³ в год, достигнет его емкости (350—400 тыс. м³ в год) только после восполнения дефицита наносов на подводном береговом склоне рассматриваемого участка побережья в объеме около 450 тыс. м³ в год. Следовательно, продолжительность полного формирования профиля динамического равновесия подводного берегового склона здесь составит 25—27 лет.

К исходу этого периода должны нарасти широкие песчаные пляжи в бухтах Приморской и Светлогорской — более 100 м, по бортам бухт — пляжи шириной 40—45 м, а на мысах и выступах берега — до 20 м. При этом в вершинах бухт, а частично по их бортам к исходу 25-летия с момента начала сброса пульпы должны сформироваться песчаные авантюны, которые полностью перекроют ранее построенные там опояски, стены и прочие берегозащитные сооружения.

За 25-летний период предстоит сбросить на северное побережье около 15 млн. м³ песка.

Существует возможность значительного сокращения общей продолжительностью стабилизации берегового склона и расширения существующих пляжей на наиболее ценном в курортном отношении участке побережья — в Светлогорской бухте. Эта возможность заключается в оптимальном сочетании искусственного повышения мощности вдольберегового потока наносов с понижением его емкости путем принудительной трансформации волновой энергии, в частности, на подводном волноломе распластанного профиля, если это будет признано экономически целесообразным.

В отличие от существующих, волнолом распластанного профиля имеет ширину гребня, соизмеряемую с длиной штормовых волн в прибрежной зоне, благодаря чему трансформация и диссипация волновой энергии над сооружением происходят в весьма ощутимых размерах. Варьируя шириной гребня волнолома и глубиной его затопления, а также конструктивными особенностями, можно достичь заданной величины волногашения. Одним из возможных вариантов применения под-

водного волнолома распластанного профиля на рассматриваемом участке северного побережья, подлежащем экономическому обоснованию, является строительство такого волнолома по рекомендации Черноморского отделения ЦНИИС на 3,5-километровом участке рассматриваемого побережья, начиная от мыса у п. Рыбное по направлению к п. Отрадному. Это сооружение должно обладать конструктивными особенностями, обеспечивающими пропуск малых пассажирских и прогулочных судов в заволноломное пространство. От м. Рыбный навстречу основному вдольбереговому потоку наносов строительство подводного волнолома целесообразно начать одновременно с началом переброски песчаной пульпы янтарного комбината на северное побережье.

Для осуществления беспрепятственного перемещения песчаных наносов в обход оградительных сооружений и подхода канала Пионерского порта должна быть запроектирована и в ближайшие годы построена система перекачки песка с западной наветренной на восточную подветренную сторону порта. Места забора песка и его сброса должны быть установлены дополнительными исследованиями.

С целью реализации рассмотренных выше предложений в настоящее время Черноморским отделением ЦНИИС составлено и передано Калининградскому облисполкому техническое задание на технико-экономическое обоснование переброски на северное побережье Самбийского п-ва отработанных песчаных грунтов из карьеров янтарного комбината для искусственного пляжеобразования с целью берегозащиты северного курортного побережья области.

В заключение необходимо отметить, что выполненные расчеты по оценке дефицита наносов на подводном береговом склоне рассматриваемого участка побережья и распределения емкости вдольбереговых потоков наносов по ширине и длине прибрежной зоны (Рыбак и др., 1979) вызывают необходимость проверки полученных результатов в натуральных условиях. В связи с этим целесообразно Управлению инженерной защиты Калининградского облкомхоза осуществить постановку специальных исследований гидро- и литодинамических процессов в пределах всего северного побережья области, включая и Куршскую косу.

ЛИТЕРАТУРА

- РЫБАК О. Л., РЫБКА В. Г., ШУЛЬГИН Я. С.: 1979. Основные положения расчета искусственных свободных пляжей в условиях побережья Балтики. В кн.— Исследования динамики рельефа мор. побережий, изд. «Наука», М.
- ABROMEIT J., BOCK P., JENSCH A.: 1900. Handbuch des deutschen Dünenbaues. Berlin.
- HANSEN A.: 1938. Küstenschutz an der Ostsee. Die Bautechnik, 16. Berlin.
- PETERSEN M.: 1961. Das deutsche Schrifttum über Seebuhnen an sandigen Küsten. Die Küste, Jahrg. 9.

PRINCIPLES OF THE KALININGRAD SEA COAST PROTECTION
(THE BALTIC SEA)

by

BOLDYREV V. L., GRECHISHCHEV Y. K., RYBAK O. L.,
RYBKA V. G., SHULGIN Y. S.

ABSTRACT

The characteristics of the shore dynamic processes in the nearshore zone of the Northern coast of Sambian peninsula and adjacent region of the spit Kuršių nerija is given. The computations are made on the basis of modern conception of the underwater shore slope state in relation to the dynamical equilibrium under design of waves and sediment grain size. Regularities of along-shore sediment drift capacity distribution has been determined. Based on the nearshore processes development cardinal measures are proposed concerning the underwater shore stabilization and the artificial growth of sand beaches.

BALTICA

Vol. 7

Pag. 195—202

Vilnius, 1982

ВЛИЯНИЕ НЕРОВНОСТЕЙ КОНТУРА БЕРЕГА НА ВДОЛЬБЕРЕГОВОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ

Р. Я. КНАПС, Рига

Первоисточником энергии, обуславливающей перемещение морских наносов, является ветер, вызывающий движение водных масс в виде течений и волн. Последние являются и механизмом, непосредственно производящим перемещение грунтовых частиц.

Наносодвижущая сила моря зависит от силы и повторяемости ветра по румбам, от ориентировки этих румбов относительно линии берега и от длин разгонов. Эффект по перемещению наносов зависит также от рельефа подводного склона, свойств грунтов и от наличия запасов рыхлых масс наносов на дне и на берегу.

Песчаные берега, в частности Балтики, Каспия, Черного моря, отличаются сравнительно отмелым береговым склоном, мелкозернистым составом донных грунтов и большими массами рыхлого материала. Типичными чертами такого берега являются уклоны 0.020—0.005 и повторное забурунивание волн в зоне мелководья шириной в несколько сот метров и даже более километра, прибрежная часть которой обычно занята подводными валами. Штормовые нагоны на открытом пляже здесь достигают в высоту 2—3 м, что порождает сильный отток нагонных масс воды и трансформацию энергии волн в энергию течений. Энергия волн в значительной мере гасится турбулизацией водной массы в зоне бурунов и расходуется на взвешивание наносов. Волноприбой на урезе относительно слабо выражен. Наибольшая интенсивность вдольберегового перемещения наносов приходится на морской край зоны бурунов.

Основную роль в перемещении песчаных наносов вдоль берега играют штормовые течения, включающие в себя также косой отток нагонов. Волнение производит в основном взвешивание наносов, значительно повышая эффект перемещения. Из общей величины штормовых нагонов на долю ветрового нагона приходится 65—75%, а волновой нагон имеет подчиненное значение (1).

При развороте береговой линии наносодвижущая сила или транспортная способность (Т) может сильно изменяться по величине и менять даже вдольбереговое направление на обратное. Однако локальные выступы берега также могут заметным образом повлиять на развитие потоков наносов вплоть до непропуска их.

Характерным таким выступом является мыс Большой Фонтан на северо-западном побережье Черного моря в районе Одессы. Особое внимание исследователей и гидротехников он привлекает к себе по тому случаю, что лежит на трассе движения наносов между устьем

Днестра и Одесской бухтой. Одно дело, если этот мыс является непропуском для вдольбереговых миграционных потоков наносов и совсем другое дело, если эти потоки могут обходить мыс Б. Фонтан. От этого зависит как общее понимание и освещение векового развития всего северо-западного побережья Черного моря, так и принимаемые проектные решения по защите и освоению берега в культурно-бытовых целях, по возведению портовых сооружений и по добыче стройматериалов со дна моря.

Вопросом о роли мыса Б. Фонтан в движении наносов занимались многие ученые и практики: В. П. Зенкович, Л. Б. Розовский, Д. Я. Беррман, Ю. Д. Шуйский и др. Применялись геоморфологический, минералогопетрографический, расчетно-энергетический и др. методы исследования. Результаты получались явно расходящимися. И на сегодняшний день вопрос о влиянии мыса Б. Фонтан на миграцию наносов все еще следует считать не полностью решенным.

Такое положение характеризует, с одной стороны, недостаточный объем хотя и повторно проведенных исследований, а, с другой стороны, следует также сомневаться в достаточной отработанности некоторых примененных методик. Между прочим, нам не известны случаи более или менее широкого применения литодинамического метода В. Г. Ульста с естественными или же искусственными индикаторами.

Этот метод в целом ряде случаев, например по участку Клайпеды, дал убедительное решение вопроса о направлении потока наносов (на север), бывшим до того якобы дискуссионным (2).

Чтобы подчеркнуть сложность подобных исследований, а также поделиться полученными результатами, считаем полезным привести некоторые данные соответствующих исследований в южной части Рижского залива.

Проблема освещается при помощи энергетических характеристик движения наносов на двух примерах — мыс Рагациемс 35 км к западу от Риги и береговой выступ перед устьем р. Даугавы (Западной Двины), под Ригой.

Мыс Рагациемс в виде доломитовой гряды выступает сейчас в море на 3 км за базисной прямой, соединяющей корневые точки крыльев выступа. Расстояние между корневыми точками 14 км. Крутизна выступа в плане (отношение стрелы выступа к половине базиса) составляет 0,4, т. е. угол отклонения берега в море на 22°. По западной стороне мыс в проекции на нормаль к общему направлению линии берега выступает в море на 16—17 м глубины, а по восточной стороне — на 12—13 м. В наземной части доломит выступает над нулем, а на море доломитовая поверхность постепенно погружается с уклоном порядка 0,010.

По определениям характеристик во многих точках побережья поток наносов вдоль западного берега Рижского залива идет с севера на юг, от мыса Колкасрагс к Риге. На этом пути поток претерпевает несколько местных замедлений и последующих ускорений, что выражается в чередовании аккумулятивных образований и оголенных валунных участков. Мощность потока на севере около 50 000 м³/год, а под Ригой — около 20 00 м³/год.

В первоначальной стадии своего развития, еще в литориновое время (5000—7000 лет назад), мыс Рагациемс круто вклинивался в прибрежный поток наносов и сильно тормозил его. В ходе торможения потока с наветренной (западной) стороны мыса образовалась обширная аккумулятивная область, сгладившая контур берега и захоронившая доломитовый массив в песок. Сейчас берег в динамическом равно-

весии; пляж и прибрежная полоса морского дна покрыты ровным слоем песка, свидетельствующем о том, что поток наносов обходит мыс Рагациемс без особых возмущений.

Судя по энергетическим характеристикам движения наносов, транспортная способность Т при развороте на 90° линии берега на последних 20 км к северу от мыса Рагациемс снижается с 2,7 условных килоединиц в Энгуре на 1,4 единицы у Рагациемс, т. е. почти вдвое. Однако при таком торможении потока выпадания наносов на аккумуляцию не происходит по случаю того, что поток в Энгуре явно недонасыщен.

При обходе потоком мыса Рагациемс Т снова возрастает, поток наносов получает ускорение и становится недонасыщенным. Это отражается в наличии на дне перед мысом широкого плато оголенной доломитовой поверхности, без наносного плаща.

Из сказанного следует, что мыс Рагациемс не является непропуском для песчаного потока наносов ни по местной обстановке, ни по расчетным характеристикам движения наносов, несмотря на то, что он выступает в море на целых 3 км и вызывает заметное снижение транспортной способности потока.

Мыс Рагациемс по своему сложению, а также по форме является близким аналогом для мыса Б. Фонтан, только последний по стреле выступает в два раза меньше выходит в море. Однако подобие формы и соотношение величин выступов не может послужить прямым критерием для суждения о подобии обоих мысов по влиянию на движение наносов. Одним словом, из того, что мыс Рагациемс не преграждает поток наносов, не следует, что и мыс Б. Фонтан должен иметь такое же влияние. Но, с другой стороны, из простого факта наличия выступа берега, как видим, нельзя также заключить, что он должен явиться непропуском для потока наносов. Эффект зависит, в первую очередь, от активных факторов и должен быть изучен непосредственным образом и в должной мере.

Другим характерным и более сложным примером влияния выступа берега на движение наносов является устьевой выступ р. Даугавы под Ригой. Он образован выносами этой реки в средней части прямолинейного участка берега протяжением 50 км, ориентированного по ЮЗ—СВ направлению. Выступ образовался за последние две—три тысячи лет. Стрела выступа в надводной части составляет 2 км. В подводной части выступ узкой косой по 5-метровой изобате продолжается еще на 2 км в море и общая длина выступа по 10-метровой изобате составляет 4,5 км. Тело выступа состоит в основном из мелкозернистого песка, и контуры его динамически устойчивы. Длина базиса выступа 8 км, крутизна выступа в плане 1,1, т. е. угол отклонения берега в море больше 45°, а в центральной части выступ по 5-метровой изобате уходит в море почти по нормали — см. рис. 1.

Для более полного освещения режима движения наносов в районе устьевого бара р. Даугавы в таблице 1 приводятся основные энергетические характеристики движения наносов, определенные по ветроэнергетической методике Кнапса [3, с. 199 и 230] для южного берега Рижского залива общим протяжением 75 км, от мыса Рагациемс на западе до пос. Скулте на востоке. Характеристики в таблице 1 приводятся в условных килоединицах, и они отражают разные аспекты перемещения наносов на песчаных побережьях (4).

Транспортная способность морской активности Т отражает результирующий перенос наносов вдоль берега (+ вправо, — влево). Размах миграции А показывает суммарную подвижность наносов в обоих противоположных направлениях. Прибойная сила В отражает лобовое воз-

действие моря на береговой склон. Энергетический вектор E свидетельствует об общем энергетическом состоянии берега как по величине этого показателя, так и по его направлению (угол отклонения от нормали к линии берега).

По таблице 1 видим, что транспортная способность на различных створах резко изменяется не только по величине, но и по направлениям (на противоположные). Это зависит в основном от ориентировки берега к розам ветров (угол γ). Отрицательные величины T (влево) охваты-

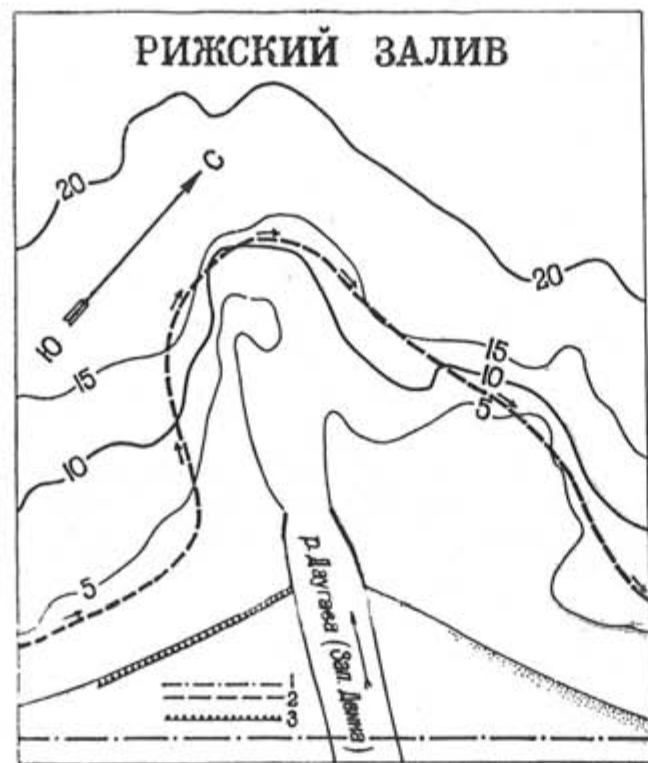


Рис. 1. Выступ берега перед устьем реки Даугавы (Западной Двины)
1 — базис выстула. 2 — трасса потока наносов. 3 — образный участок берега.

вают участок порядка 10 км слева от устья реки Даугавы. Если исключить из учета контур барового участка берега, можем судить, что, при прямолинейной линии побережья, T колебалась бы в данных условиях в пределах 3—4 условных килоединиц (створ Дубулты $T = +4,6$, с одной стороны, и створ Гарциемс $T = 2,4$, с другой стороны).

- T — результирующая транспортная способность моря, + вправо, — влево.
- размах миграции наносов; B — прибойная сила
- E — энергетический вектор; γ — угол между энерг. вектором и нормалью к линии берега.

По схеме развития наносодвижущей силы T по южному берегу Рижского залива (рис. 2) видим, что, несмотря на очень большую отрицательную величину $T = -14,7$ условных килоединиц по створу Даугав-

Таблица 1

Характеристики энергетические движения наносов по южному берегу Рижского залива, в условных килоединицах

№№ ств.	Название отвора	T	A	B	E	γ°
1	Рагациемс, запад	+ 1,4	10,8	14,7	14,7	+17
2	Рагациемс, восток	+ 7,1	11,9	14,9	16,4	+26
3	Слока	+13,4	19,6	21,8	25,6	+31
4	Дубулты	+ 4,6	20,3	27,3	27,7	+10
5	Устье р. Лиелупе	- 1,6	22,4	29,2	29,2	- 3
6	Даугавгрива	-14,7	25,5	27,0	30,7	-28
7	Мангальсала	+12,0	23,9	29,2	31,5	+22
8	Гарциемс	+ 2,4	17,0	22,5	22,6	+ 6
9	Лиласте	+ 2,8	14,4	18,7	18,9	+ 9
10	Скулте	- 1,0	16,6	17,4	17,5	- 3

грива, слева от устья р. Даугавы, отрицательная площадь T в сильной мере уступает положительным площадям. Это фактически и не позволяет проявиться в природе влиянию отрицательных усилий T . Более полно подобная ситуация в развитии движения наносов может быть освещена совокупным расчетом по региону взаимовлияния (3, с. 231 и 5, с. 120). Однако в данном случае такой расчет не производился по случаю наличия данных литодинамического исследования этого участка берега, дающих более реальное представление о режиме берегового склона.

Локальный расчетный разрыв транспортной способности на 27 килоединиц (Даугавгрива $-14,7$ и Мангальсала $+12$) отражается также в природе в развитии самой отмели. По району Риги самые сильные шторма отмечаются из северо-западного направления. Эти шторма проходят по нормали к берегу, а устьевой выступ клином раскалывает фронт штормового натиска на две ветви, отклоняемые в противоположные стороны. Это исключает развитие поперечных через бар течений при таких штормах и этим в заметной мере снижает заносимость судходного канала по бару. А малая заносимость подходного канала является отличительной чертой Рижского порта.

Однако в совокупности по всем румбам и в особенности под влиянием генерального потока, идущего по западному берегу залива к Ри-

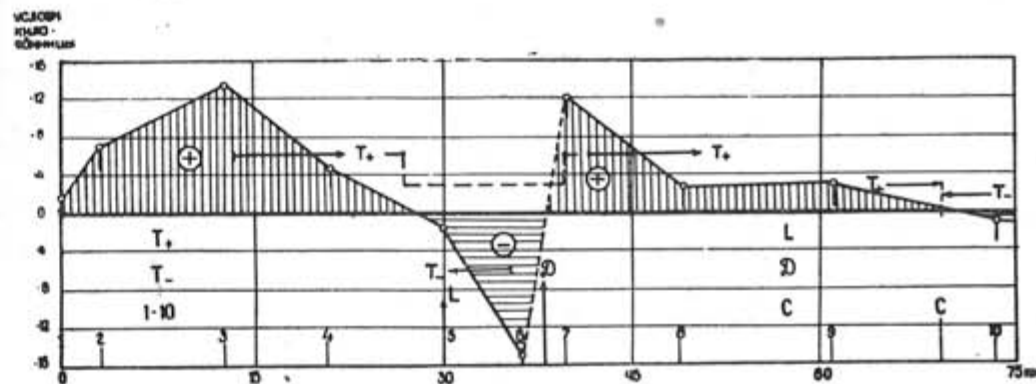


Рис. 2. Схема развития наносодвижущей силы T по южному берегу Рижского залива
 T_+ — транспортная способность, вправо; T_- — транспортная способность, влево 1—10 створы определения энергетических характеристик. L — устье р. Лиелупе. D — устье р. Даугавы. C — пос. Саукрасти.

ге, поток наносов в некоторой мере все же пересекает бар с запада на восток, как показывают литологические исследования, приводимые ниже.

Остальные показатели режима движения наносов по своему характеру имеют сходные между собой и более спокойные ходы развития величин, менее зависящих от резко меняющейся ориентировки берега к розе ветров. По крайним створам (1, 2 и 9, 10) эти величины примерно два раза меньше, чем по центральным створам, вблизи выступа берега. Створы по левому краю рассматриваемого участка берега располагаются по флангам Рагациемского выступа, а створы по правому краю участка приходятся в Саулкрастской бухте. Такое расположение створов в обоих случаях сокращает величины секторов активных румбов чем снижаются и величины показателей по сравнению с центральными створами, расположенными в более открытой части побережья.

Рассматриваемое побережье включает также участок встречи двух противоположно направленных потоков наносов. Встреча происходит между створами Лиласте и Скулте, к югу от пос. Саулкрасты (см. табл. 1 и рис. 2). В таблице это выражается противоположными знаками T по этим створам, а в природе встреча потоков неизбежно дает аккумуляцию. Последняя выражается развитием мелкопесчаного пляжа шириной до 100 м и свеженарастающим дюнным массивом.

Из приведенного анализа расчетных характеристик движения наносов видим, что они в должной мере и правдоподобно освещают разные стороны режима берега — этот метод исследований береговых процессов может быть рекомендован.

Судя по ближайшим к бару локальным энергетическим характеристикам ($T_6 = -14,7$ и $T_7 = +12$ усл. единиц), а также, и в особенности, по контурам баровой отмели, напрашивается мысль о том, что поток наносов разрывается, и устье р. Даугавы является непропуском для вдольберегового потока наносов. Однако некоторые веские явления в природе свидетельствуют о противоположном.

Так, речной сток загрязненных вод в подавляющем большинстве случаев распространяется вправо от устья. Выброс на берег затопленного речного плавника, вынесенного в море, тоже отмечается по правой стороны от устья. Из этого — левая от устья сторон, несомненно является наветренной, но вместо ожидаемой наветренной аккумуляции там происходит явный размыв берега.

С 1964 по 1966 гг. был поставлен целый комплекс исследований в прибрежной зоне южной части Рижского залива, в том числе и литологические исследования. Исследования охватывали зону до 20 м глубины протяжением в 70 км по берегу — в пределах рис. 2. Повышенное внимание при этом было обращено на участок баровой отмели Даугавы.

Литологические исследования проводил институт ВНИИМОРГЕО, под непосредственным руководством В. Г. Ульста. Кроме данных о распределении грунтов в целом, изучалось в отдельности также распределение содержания тяжелых минералов, угловатых зерен кварца, слюды и зерен карбонатов.

Результаты исследований показали, что левая (западная) от устья сторона бара действительно является наветренной. Размыв берега здесь идет за счет выноса песка в глубь моря оттоком нагонных водных масс, подаваемых к устью Даугавы господствующим из юго-запада прибрежным течением, идущим вдоль западного побережья залива к Риге. Этот вынос, между прочим, дает на участке размыва явное обогащение

грунтов тяжелыми минералами, а граница между мелким песком и алевритами выдвигается в море на глубину 15 м, против 10 м в стороне от устьевого бара (по ширине зоны это два раза дальше).

Литодинамическими исследованиями было также установлено, что правая (восточная) от устья сторона бара является подветренной, затененной. Это выражается в том, что алевриты в некоторых случаях выходят к самому пляжу, а в целом их граница с мелким песком проходила по 5-метровой глубине (вместо 10-метровой глубины на западной стороне). К востоку от бара отмечались и широкие поля повышенного содержания слюды, а также высокие концентрации (40—60%) угловатых зерен кварца — индикатора замедления течений. Это все свидетельствует о заниженной интенсивности движения наносов и некоторых временных застоев водных масс справа от устьевого бара — в силу подветренного затенения участка баром.

Отмеченными исследованиями были определены не только участки ускорения и замедления потока наносов, но и трассы его следования. Так, поток мелкого песка подходит с запада к устью Даугавы широкой вдольбереговой полосой; оттоком мелкий песок выносится к оконечности бара (в поле алевритов), здесь в зоне 10-метровой изобаты поток пересекает баровую отмель в виде песчаной дорожки через поле речных илов и заворачивает плавной дугой опять к берегу. При этом завороте поток попадает в зону «попутного» энергетического воздействия ($T_7 = +12,0$ условн. единиц), определяемого самим выступом берега и получает этим ускорение. Последнее отражается в природе пятном вскрытого на дне крупнозернистого песка на глубинах 15—20 м, в ареале залегающих алевритов, а также резким отступлением изобат к берегу (см. рис. 1).

Отмеченное продвижение потока наносов к устью Даугавы во встречу местной наносодвижущей силе объясняется суммарным влиянием всей массы генерального потока, идущего вдоль западного берега Рижского залива к Риге. Локальные энергетические усилия не могут проявляться изолированно, а находятся во взаимовлиянии с проявлениями на смежных участках побережья. На 150-километровом пути своего следования по западному берегу залива поток накапливает инерционную мощность, носимую генеральным прибрежным течением. Эта добавочная мощность не только сводит на нет проявление расчетных отрицательных T слева от устья р. Даугавы, но обладает еще и избытком мощности, позволяющим потоку преодолеть крупное препятствие в виде баровой отмели р. Даугавы.

Следует отметить, что лишь в одном случае из проведенных шести литологических съемок распределение индикаторов свидетельствовало о фактическом перемещении наносов от устья Даугавы влево — согласно локальному расчетному T и во встречу генеральному потоку. Участок встречи локального и генерального потоков определился в этом случае не только картиной индикаторов, но также и морфологически — появлением кратковременного аккумулятивного образования на створе устья р. Лиелупе, в 10 км к западу от устья Даугавы.

Из сказанного видно, что относительно крутой выступ берега стрелой в 4—5 км в соответствующих условиях может не являться непропуском для мелкозернистых песчаных наносов. Ясно также влияние граничных условий, которые могут менять даже направление потока против расчетного в данной точке. А последнее значит, что энергетические расчеты необходимо вести по целым регионам взаимовлияния.

ЛИТЕРАТУРА

- КНАПС Р. Я.: 1974. О высоте нагонных уровней в портах (устьях рек) и на открытых пляжах в условиях отмелых берегов — «Океанология», т. XIV, вып. 1.
- УЛЬСТ В. Г.: 1970. Исследования перемещения песчаных наносов в районе порта Клайпеда литологическими методами. В сб. „Baltica“ вып. 4, Вильнюс.
- Руководство по методам исследований и расчетов перемещения наносов и динамики берегов при инженерных изысканиях. 1975. Гидрометиздат, М.
- КНАПС Р. Я.: 1979. К определению характеристик энергетического состояния берегового склона. В сб. «Исследования динамики рельефа морских побережий» — Изд-во «Наука», М.
- КНАПС Р. Я.: 1952. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях — Изв. АН Латв. ССР, № 6 (59).

EFFECTS OF SHORELINE UNEVENNESS ON SEDIMENT DRIFT ALONG THE SHORE

by

R. KNAPS

ABSTRACT

Sandy seashores, including those of the Baltic, are characterized by a comparatively wide shore shallow slope, fine-particle composition of the bottom material and by an even shoreline. This contributes to the formation of powerful beach drifting (up to a million cubic meters per annum), extending for hundreds of kilometers along the shore. The unevenness of the shoreline (presence of cusps) may inhibit the sediment drift, either completely or partially. This is manifested in nature by accumulation, shore shallowing and increased driftage of shore structures on the windward side, as well as by beach retreat on the leeward side.

For the industrial exploitation of the shore, it is, beyond any doubt, of extreme importance that the nature of the effects of shoreline unevenness are known in the given circumstances, and not only qualitatively but also quantitatively.

The sandy sediment is transported by wind currents in cooperation with the waves over a wide foreshore area. The power and direction of the active factor action are usually defined in terms of calculated power characteristics for the sediment transport. Alongside with the calculated methods of determining the drift state, it is advisable to use morphological studies of the submarine slope on the cusp and its approaches. Particularly convincing results are obtained by using the lithological method in the study of sediment transport even for objects of considerable complexity (using both the natural and artificial indicators).

In the present paper, using calculation and lithological methods, the hydrodynamical situations are studied for the given objects and the conditions are determined under which the sediment drifts may pass round the cusps, even if their length reaches 4—5 kilometers and their slope exceeds 45°. The effect is substantially dependent on the combination of the active factors. In evaluating their effects, it is necessary to take into account also the effects from the neighbouring regions.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ УКРЕПЛЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ БЕРЕГОВ

В. Л. БОЛДЫРЕВ, Калининград

Данный вопрос рассматривается с нескольких позиций: 1) Особенности динамики песчаного берега и самих песчаных наносов; 2) Конкретные природные условия работы берегозащитных сооружений (положение защищаемого участка, запасы и баланс наносов на укрепляемом и смежных участках и т. д.); 3) Задачи берегозащиты (защита береговых объектов, сохранение или расширение пляжей и т. д.); 4) Средства и способы защиты (типы сооружений и их размещение в береговой зоне, искусственное питание пляжей и т. д.). Рассматриваемые положения иллюстрируются в основном знакомыми автору примерами берегозащиты различных участков побережья Балтики в пределах СССР, ПНР и ГДР.

Основная особенность укрепления берегов с песчаными наносами заключается в том, что пляж сложен легкоподвижным материалом, а в динамике берега в целом, и пляжа, в частности, большую, если не решающую, роль играют ветро-волновые нагоны и отток нагонных вод от берега. Именно, нагон и отток приводят нередко за один шторм к почти полной переработке, а иногда и к полному размыву пляжей, особенно на участках с острым дефицитом песчаных наносов. Это неоднократно подчеркивалось немецкими исследователями (Bülow, 1954, Kolp, 1955, Magens, 1958, Vollbrecht, 1953, 1955), а у нас — Р. Я. Кнапсом (1960, 1966, 1976).

Штормовые нагоны на песчаных побережьях вызывают резкий (за несколько часов) подъем уровня на 1,5—2,0, а при экстремальных по силе штормах и изрезанной береговой линии и до 3—4 метров (Kolp, 1955, Кнапс, 1976). Значительный подъем уровня приводит к затоплению песчаного пляжа, в результате чего штормовые волны получают свободный доступ к верхней части пляжа и начинают размывать расположенную за ним авандону или подножье абразионного уступа. Натурными съемками и расчетами было установлено, что за один 6—7 балльный шторм в феврале 1962 года только по периметру Самбийского полуострова было смыто более 0,5 млн. м³ преимущественно песчаных отложений, в виде шлейфов, обрамлявших подножие абразионных уступов. Это составило годовой объем абразии берегов этого участка побережья (Бойнагрян, 1966). По данным Ю. Д. Шуйского (1969), за один шторм продолжительностью всего в 15—16 часов в октябре 1967 года на восточном побережье Балтики было смыто с берега порядка 5 млн. м³ песчаных отложений.

Сильный штормовой нагон, вызывающий подъем уровня моря, нередко приводит к размыву отдельных участков авандоны и к прорыву

нагонных вод на прилегающую со стороны суши к дюне низкую приморскую террасу. Такие случаи имели место, например, на побережье ГДР. На абразионных берегах штормовые нагоны вызывают полный размыв развитых у подножья клифа осыпных и оплывинно-оползневых шлейфов. В итоге абразионный берег на значительном протяжении оказывается подрезанным, а на участках прежнего развития шлейфов образуются почти отвесные обрывы высотой от 7—8 до 10—12 м. Именно так после экстремальных по силе штормов подрезаются почти по всему периметру абразионные берега Калининградского побережья Балтики.

Важным моментом, который особенно должен учитываться при проектировании берегозащитных сооружений на берегах с песчаными наносами, является то, что пополнение пляжа песком происходит часто за счет вдольберегового приноса его со с межных или более удаленных (иногда на десятки и даже сотни километров) участков берега. При этом перемещение песка вдоль берега осуществляется по подводному береговому склону широкой полосой от нескольких сотен метров до нескольких километров (Кнапс, 1952, Болдырев и др., 1979). Из этого широкого вдольберегового потока наносов лишь часть песка подбивается к берегу и идет на построение верхней части склона и пляжа. Основная же его часть обычно проходит транзитом вдоль берега под воздействием сильных штормовых течений. Именно с действием вдольбереговых штормовых течений и с оттоком нагонных вод связаны большие потери песка с пляжа. Отток, нередко усиленный действием берегозащитных сооружений, выносит песок с пляжа, где он попадает в зону действия вдольбереговых штормовых течений и выносится за пределы участка размыва. В то же время следует помнить, что песок в зоне значительной деформации волны и высоких придонных волновых скоростей взвешивается и на его переносе практически уже не сказывается сила тяжести. Поэтому в соответствии с распределением волновых скоростей он в придонном слое имеет тенденцию преимущественного перемещения вверх по склону к берегу. Именно поэтому даже на участках с большим дефицитом песчаных наносов все же в верхней части подводного берегового склона сохраняется прижатая к берегу линза песка, а в отдельных случаях и узкие надводные песчаные пляжи. На нормально развитых песчаных пляжах шириной от 30 до 50 м это песчаное подводное основание пляжа (песчаная берма) начинается с глубин 7—8 м и имеет ширину от 500—600 до 800—900 м.

Механизм формирования галечных и песчаных пляжей, как показали наши исследования (Шуляк, Болдырев, 1968), по существу един. Однако, именно большая подвижность песка, с одной стороны, и высокая фильтрующая способность гальки, с другой стороны, определяют то, что наносы песчаного и галечного пляжей по-разному реагируют на прибойный поток, что ведет к коренному отличию морфологии и динамики этих пляжей. Песчаный пляж, имеющий небольшую фильтрующую способность, значительно легче и быстрее перерабатывается прибойным потоком, особенно при значительных нагонах, компенсируемых мощным оттоком с пляжа нагонных вод. В связи с этим он имеет малый уклон, а на участках с дефицитом песка может быть смыт за один шторм. Последнее усугубляется тем, что штормовое волнение на песчаных берегах обычно сопровождается развитием сильных вдольбереговых течений (со скоростью от 1—2 до 3—4 м/сек). Поэтому смываемый с пляжа песок, как указывалось выше, сразу же подхватывается этим течением и уносится за пределы участка размыва. При этом вдольбереговые течения развиваются, как это неоднократно наблюдалось Р. Я. Кнапсом и мною, даже при подходе волн по нормали к берегу.

Такое явление подтверждают и наблюдения Н. А. Айбулатова на песчаных побережьях Черного моря (1964). В случае отсутствия транзитного поступления песка со смежного наветренного участка берега восстановление размываемого пляжа весьма затруднительно, и такой берег может лишиться пляжа на длительное время. Такая картина отмечается, например, на выступах берега, с которых происходит необратимый снос рыхлого обломочного материала (мысы Таран и Гвардейский на Калининградском побережье Балтики), или же на участках зарождения по-

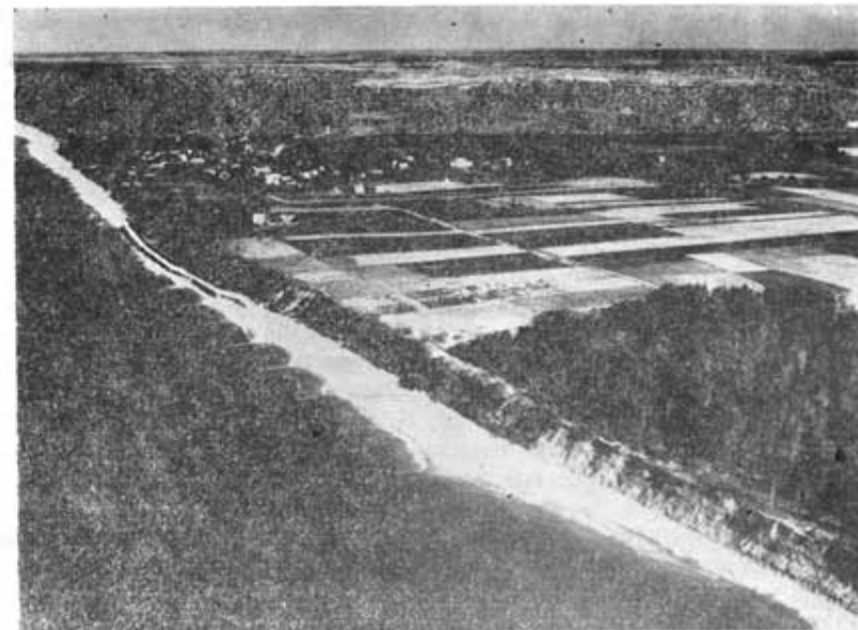


Рис. 1. Пример укрепления песчаного побережья различными типами берегозащитных сооружений. Справа — неукрепленный берег с активным клифом и узким песчаным пляжем. В средней части снимка — берег с бунами с отмершим клифом и широким песчаным пляжем. Далее — берег с двухступенчатой бетонной берегозащитной стеной и более часто расположенными бунами. Обращает на себя внимание полное отсутствие пляжа. Далее снова идет берег с бунами и относительно широким пляжем. Фото автора.

тока наносов (северное побережье Калининградской области от м. Таран до Отрадного включительно — см. рисунок в другой статье автора в этом сборнике). Далее к востоку отмечается уже небольшой по объему транзит песчаных наносов и размываемые периодически при штормах пляжи впоследствии частично или полностью восстанавливаются.

Размыв песчаных пляжей, особенно на участках берега с острым дефицитом песка, нередко усугубляется наличием берегозащитных стен или ровного трудно (или медленно) абрадируемого бенча. На участках с дефицитом песка пляж перед стенкой обычно отбрасывается отбойной волной уже в первую фазу развития шторма. Отток от стенки бывает настолько сильным, что песок сразу попадает в зону развития вдольбереговых штормовых течений и уносится прочь. Даже при штормах средней силы, за счет действия отбойной волны, происходит размыв пляжа. Поэтому пляжи перед стенкой обычно значительно уже, чем на смежных неукрепленных участках, или участках с бунами (рис. 1).

На берегу с дефицитом наносов и с ровным бенчем песок также плохо удерживается и легко выносится с пляжа и подводного берегового склона. Это обусловлено тем, что песок, залегающий на ровном плотном бенче, легко взвешивается и из-за отсутствия фильтрации в дно сносится с пляжа и подводного склона. Это наблюдается, например, против корневого участка Куршской косы, где на дне выходят плотные листоватые древние лагунные илы, а песчаный покров мощностью всего в 30—40 см развит только в самой верхней части подводного берегового склона.

Значительное влияние на размыв пляжа на берегах с песчаными наносами оказывают также (особенно на берегах с дефицитом песка) поперечные сооружения сплошного типа, например, двухрядные буны с каменным заполнением, не говоря уже о монолитных бунах. Такие буны создают концентрированный нагон воды к берегу и столь же интенсивный отток нагонных вод от берега, что в конечном итоге приводит к частичному или полному размыву песчаных пляжей. Примером может служить участок берега в районе Отрадного (Калининградское побережье), укрепленный почти 50-ю двухрядными бунами с каменным заполнением. Буны эти длиной от 90 до 110 м были промоделированы на действие волнения и течений, причем результаты моделирования показали обнадеживающие результаты (Kressner, 1928). И действительно, в первые годы после постройки пляж на этом участке вырос на 5 м, но затем стал размываться и в настоящее время имеет весьма небольшую ширину, причем на участках со стенами смыт полностью. Во избежание размыва песчаного пляжа на таких участках приходится наряду с бунами строить подводные волноломы, как это сделано на Одесском побережье Черного моря.

На песчаных побережьях, как и на галечных, лучшим волногасителем является широкий пляж. В условиях Балтики хорошее волногашение при волнении до 7 баллов происходит на пляже шириной 40—45 м. Но даже и при более сильном волнении такой пляж, испытывая размыв (иногда на половину своей первоначальной ширины и в 2,5—3 раза по объему наносов), все же значительно уменьшает величину размыва берега. В связи с этим при защите песчаных берегов от размыва стремятся строить пескоудерживающие и пляженакопительные сооружения, в качестве каковых обычно применяют буны. Особенно богат опыт строительства бун на побережьях ГДР, Польши и СССР (в пределах Калининградской области), где за последнее столетие их построено несколько тысяч. (Bülow, 1954, Hansen, 1938, Petersen, 1961). Опыт эксплуатации этих бун и анализ эффективности их работы показали, что применимость их на песчаных берегах должна быть весьма ограничена, так как они накапливают достаточно широкие пляжи (до 35—40 м) только на транзитных участках потока, где мощность вдольберегового потока песчаных наносов не более чем на 1/4 меньше его емкости. А в связи с улавливанием межбунными карманами части перемещаемого вдоль берега песка, повсеместно отмечается интенсивный размыв берега с подветренной стороны от группы построенных бун. Причем, чем больше недонасыщенность потока, тем этот размыв интенсивнее и захватывает больший по длине участок (иногда длиной в несколько километров). Влияние конструкции бун, их длины, взаиморасположения и ориентировки на динамику укрепленного и смежного берега было хорошо рассмотрено Х. Хайзером (1927), а на более новом материале — Р. Я. Кнапсом (1960).

Для уменьшения размыва берега на подветренном участке от группы бун несколько последних бун постепенно укорачивают, чтобы умень-

шить затененность подветренного участка и длину ожидаемого участка размыва. В послевоенные годы на таких участках, например с подветренной восточной стороны от порта Устка, на косе Хель польскими гидротехниками начали строиться так называемые ажурные буны, где сквозность между сваями, образующими буну, составила 40—60%. Однако и в этом случае, как мог убедиться автор статьи, ликвидировать размыв на низовом участке все равно не удавалось.

На побережье ГДР последовательное строительство бун на участках низового размыва привело к тому, что бунами оказались покрыты почти все участки прежнего аккумулятивного берега (Bülow, 1954, Kolp, 1956). Особенно велики участки подветренного размыва у портов, оградительные сооружения которых выдвинуты в море на несколько сотен метров, а в отдельных случаях и на километры. Участки размыва с подветренных сторон от порта имеют длину от нескольких километров до 12 километров, как например, с северной подветренной стороны от порта Вентспилс. Строительство бун с подветренных сторон от портов приводит к смещению участков размыва вниз по ходу потока, в результате чего буны приходится строить все далее и далее по ходу потока. В итоге, например, с подветренной стороны от порта Владиславово, построенного у корня косы Хель (Польское побережье) группу бун пришлось протянуть на 16 км, причем размыв берега на низовом участке полностью не прекратился.

Следует заметить, что буны нарушают и естественный ландшафт морского побережья и с современных эстетических позиций их строительство вряд ли целесообразно.

Однако в целом ряде случаев, когда все же необходимо защитить наиболее ценную береговую территорию, буны все же приходится строить. В этом плане очень важно установить соотношение фактической мощности потока к его возможной емкости, или, иными словами, степень недонасыщенности вдольберегового потока наносов. Необходимо учесть и возможное влияние группы построенных бун на смежный подветренный участок берега.

Как указывалось, на участках со значительным дефицитом песчаных наносов пляж не накапливают даже буны длиной до 110—120 м (рис. 2). На транзитных участках с небольшим недонасыщением потока (порядка 20—25%) могли бы уже удовлетворительно работать и двухрядные буны с каменным заполнением длиной от 80 до 100 м. Такие буны могут накапливать и удерживать пляжи (правда, периодически размываемые) шириной до 30—35 м, что для создания стабильного пляжа, особенно для курортных целей, явно недостаточно.

Исследование песчаных берегов Балтики показало, что средняя ширина стабильных пляжей составляет 40—50 м. Пляжи меньшей ширины (порядка 25—35 м) подвержены периодическим, зачастую сильным размывам. Пляжи шириной до 20—25 м обычно характеризуют участки размыва с дефицитом песчаных наносов. Пляжи шириной более 45—50 м распространены на участках частичного выпадения песчаных наносов из потока и их аккумуляции на дне и берегу.

Исходя из этого, для создания устойчивых стабильных пляжей необходимо задаваться их шириной в 40—50 м. Как показывает зарубежный опыт (Германия, Польша), для создания таких пляжей необходимо сооружение бун длиной от 100 до 120 м. Примером может служить участок берега на польском побережье от Колобжега до Сарбинова, где в 1898—1916 и в 1926—1941 г. г. была построена группа более чем из 200 бун (Hansen, 1938, 1941).

В целом ряде случаев, особенно на участках со значительным дефицитом наносов (до 35—40%), во избежание сильного подветренного размыва приходится строить буны длиной до 80 м. Такие буны позволяют накапливать пляж шириной до 30—35 м, периодически размываемый при сильных штормах.

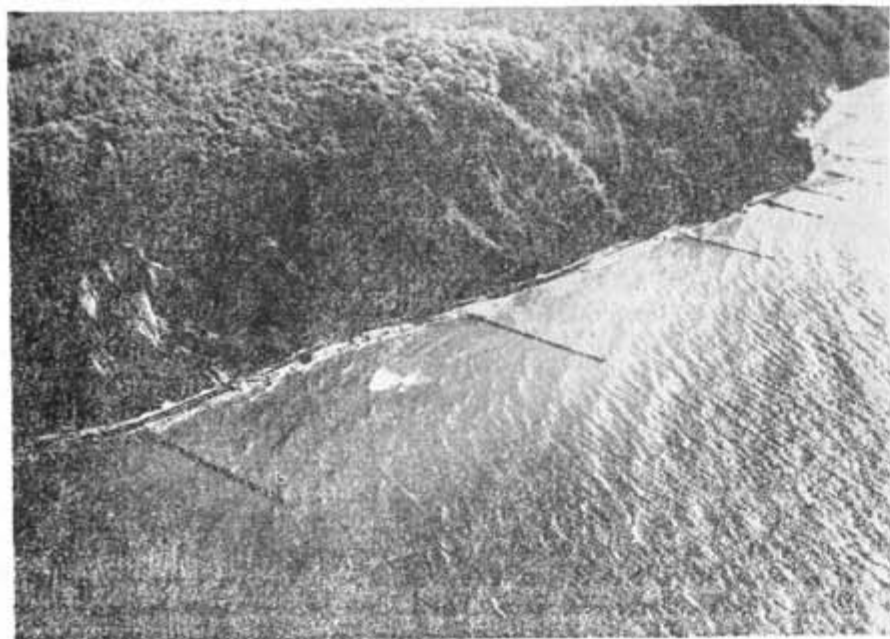


Рис. 2. Берег, укрепленный бунами длиной от 70 до 100 м и бетонной берегозащитной стеной. Пляж отсутствует из-за острого дефицита песчаных наносов. Заполнения межбунных карманов песком не произошло, существование узкого пляжа невозможно из-за наличия берегозащитной стены. Фото автора.

Буны меньшей длины (40—50 м) на берегах с песчаными наносами малоэффективны. Такие буны строились в довоенные годы немецкими гидротехниками как промежуточные между основными длинными бунами для уменьшения перемещения (переформирования) наносного тела пляжа при косоподходящих к берегу штормовых волнах во избежание оголения корневых участков бун.

Опыт строительства на песчаных берегах различного рода опоясок показывает в общем их отрицательную или бесполезную роль в защите от размыва. Особенно это относится к песчаным берегам с авантюной. На польском побережье в послевоенные годы практиковалось строительство опоясок в виде пояса 3-х тонких бетонных блоков, уложенных на хворостяном фашиннике между двумя рядами свай. При ударе прибойного потока в переднюю грань бетонных блоков происходит интенсивный размыв пляжа перед опояской, подмыв и просадка фашинных тюфяков. В итоге через 1—2 года после строительства и фашинные тюфяки, и бетонные блоки погружаются в толщу песка пляжа и на его поверхности остаются лишь торчащие сваи, между которыми ранее были уложены тюфяки и блоки. Неудачный опыт применения таких опоясок на песчаных берегах и их отрицательный эффект широко обсуждались в 50—60 г. г. в польской литературе.

Применение опоясок возможно только на берегах с активным клифом с целью остановки дальнейшего процесса абразии и подрезания

основания склона. Опояска в виде свайного ряда с шапочным бетонным брусом сечением 50×50 см и заполнением пазухи между опояской и основанием обрыва крупным рваным камнем была построена в 1963/66 г. г. в Светлогорской бухте на Калининградском побережье. Она остановила дальнейшее подрезание берегового склона, но зато привела к полному размыву пляжа на участке более 500 м.

Бетонные стенки, набережные из кладки камня с отвесной или почти отвесной передней гранью, как уже говорилось, ведут к размыву песчаного пляжа. Поэтому их строительство возможно только на участках, где необходимо приостановить или полностью прекратить абразию берега, например, берег у близко отстоящих от бровки клифа маяков, ценных зданий и т. п.

В целом ряде случаев, особенно на аккумулятивных берегах кос и пересыпей, вдоль которых проходит транзитом вдольбереговой поток песчаных наносов, достаточно защитить от размыва при наиболее сильных штормах основание авантюны. С этой целью в течение уже, по крайней мере, столетия (Abromeit u. a., 1900) успешно осуществляется наращивание обращенного к морю склона авантюны, для чего по этому склону делается хворостяной настил, или устраиваются хворостяные заборы в виде клеток. Такая мера обеспечивает наращивание обращенного к морю склона авантюны и создание своеобразного защитного противостормового контрфорса, который в сильные шторма обычно размывается и компенсирует возможный размыв самого пляжа. Зато остальная основная часть авантюны сохраняется и тем самым ликвидируется опасность ее штормового прорыва при нагонах и резком подъеме уровня моря. После штормового размыва накопленного песчаного контрфорса авантюны операции по его восстановлению повторяются. Такая система защиты авантюны от штормового размыва, а также и компенсации дефицита вдольберегового потока наносов, успешно применяется и поныне на песчаных берегах ГДР, ПНР и у нас, например, на Вислинской и Куршской косах.

На участках песчаного берега, испытывающих периодические размывы, могут быть применены легкие сооружения откосного типа, например ступенчатые откосы из сборных тонкостенных бетонных плит. Эффективность их работы (устойчивость по отношению к волновому воздействию) в значительной мере будет определяться качеством строительных работ, хорошим заложением их фундамента, качественной стыковкой плит и их креплением на откосе. При некачественном выполнении работ нередко происходит деформация плит, образуются трещины, через которые вода проникает на откос, вымывает песок и в итоге приводит к частичному или полному разрушению откосного крепления. Так, например, было разрушено подобное откосное крепление на польском побережье в Карвии, вследствие чего перед ним пришлось построить более мощное и весьма не эстетичное по внешнему виду берегозащитное сооружение.

Таким образом, применимость тех или иных типов сооружений и их размещение на определенных участках берега должно определяться задачей берегозащиты, их ожидаемой эффективностью и возможными последствиями как на сам укрепляемый участок берега, так и на смежные участки. В каждом отдельном случае выбор типа, конструкции, размеров и компоновки сооружений должен решаться на основе всестороннего изучения природных условий и режима берега: гидродинамики береговой зоны (параметры, направление господствующих и экстремальных по высоте волн, колебания уровня, высота нагонов, развитие прибрежных течений и т. д.), морфологии, динамики берега и

дна (геологическое и геоморфологическое строение, уклоны дна, параметры пляжа, состав наносов на дне и берегу, темп разрушения берега, тенденция дальнейшего развития, экстремальные условия береговых процессов и т. д.), режима миграций и потоков наносов (направление и режим господствующего переноса, запасы наносов на дне и берегу как на данном участке, так и в смежных и более удаленных регионах, емкость и мощность потока наносов, размах миграций и т. д.). Должно быть учтено влияние и возможное взаимовлияние существующих и намечаемых строительством берегозащитных и других гидротехнических сооружений. Особенно четко такой подход к вопросам берегозащиты поставлен В. П. Зенковичем (1976) и П. Брууном (Bruun, 1972).

Один из существенных моментов, который должен учитываться при проектировании берегозащиты песчаного побережья — это сохранение, а при возможности и восстановление природного равновесия. Как отмечалось, продольные сооружения пассивного типа — стены, опояски — обычно нарушают равновесие верхней части подводного берегового склона и пляжа; поперечные сооружения активного типа — буны, волноломы — изымают часть песка (нередко весьма значительную!) из вдольберегового потока и тем самым нарушают равновесие на смежных участках, вызывая на последних размыв берега и дна. Если на укрепляемых участках уже отмечался дефицит наносов, то строительство берегозащитных сооружений усугубляет, увеличивает этот дефицит и при достижении положительного эффекта на отдельном укрепленном участке берега, отмечается резкое ухудшение положения на смежных участках. В связи с этим на берегах с песчаными наносами при проектировании берегозащитных сооружений нужно прежде всего помнить о неизбежном изъятии части песчаного материала из вдольберегового потока. Поэтому, наряду с проектированием самих берегозащитных сооружений, необходимо проектировать и искусственное пополнение береговой зоны песчаными наносами, компенсирующее отмечающийся и возможно еще более увеличивающийся (при укреплении берега) дефицит этих наносов. Об этом обычно «забывают» при проектировании и последствия незамедлительно сказываются.

К нарушению баланса наносов и усугублению их дефицита в береговой зоне относится и обычное стремление проектировщиков обязательно прикрыть берегозащитными сооружениями все разрушаемые и размываемые участки берега, не задумываясь о том, что такое сплошное закрепление берега лишает питания, пополнения наносами береговой зоны и приводит в конечном итоге к их острому дефициту. Нельзя укреплять все участки подряд. Об этом писал еще К. Бюлов (1954). В первую очередь, должны быть укреплены участки берега, представляющие народнохозяйственную ценность или с расположенными на берегу объектами, которые обязательно нужно сохранить.

Укрепление всех участков подряд может оказаться и вредным: ведь единственным источником питания потоков наносов может быть только материал абразии берега и дна, что особенно характерно для Балтики. Если покрыть берег сплошными берегозащитными сооружениями, то смежные, нижележащие по ходу потока, участки берега лишатся питания наносами и начнется их размыв. Печальный опыт такого сплошного берегоукрепления имеется в довоенной Германии, где современное побережье ГДР почти на всем протяжении покрыто берегозащитными стенами и бунами. Абразионные участки берега были защищены стенами. Абразия берега прекратилась и начался размыв дна. В результате покров рыхлых отложений на дне против укреплен-

ных стенами участков вскоре был размыт до поверхности коренных глинистых пород и зона размыва переместилась на примыкающие к абразионным аккумулятивные участки берега. На них после начала размыва стали строить буны. В результате улавливания бунами песка интенсивный размыв переместился на подветренные низовые участки. Буны были продолжены на них; размыв пошел еще далее вниз по ходу потока. Из-за улавливания многочисленными бунами значительной части песка размыв захватил участки дна за головами бун. В итоге и там песчаный покров был полностью смыт. На дне и против абразионных, и против аккумулятивных участков берега обнажились моренные суглинки и древние плотные лагунные илы (глина), практически не дающие песчаные наносы и не компенсирующие образовавшийся их острый дефицит в береговой зоне. Защита берегов от размыва в ГДР усугубляется к тому же значительными штормовыми нагонами и резким повышением уровня из-за большой изрезанности береговой линии. При штормовых нагонах уровень нередко поднимается на 2—3, а в отдельных случаях и на 4 метра (Kolp, 1955).

Наряду с поисками и проектированием наиболее эффективных берегозащитных сооружений, должны вестись поиски источников пополнения береговой зоны песчаными наносами и проектирование способа их подачи в эту зону. Пополнение береговой зоны песчаными наносами (искусственное или естественное) должно входить в систему берегозащиты наравне с проектированием берегозащитных сооружений. В целом ряде случаев искусственно намываемый пляж вообще может рассматриваться как самостоятельное гидротехническое берегозащитное сооружение, периодически пополняемое песком в качестве ремонтно-эксплуатационного ухода в количестве, рассчитываемом, исходя из объема первоначального намыва, мощности вдольберегового потока наносов, и объема его недогрузки (недонасыщенности) и задаваемой ширины пляжа (Гречишев, Морозов, Шульгин, 1972).

Что касается проектирования самих берегозащитных сооружений, то применительно к песчаным берегам и основываясь на опыте эксплуатации таких сооружений на Балтике, намечаются следующие основные принципы-положения, которых следует придерживаться при разработке конструкций сооружений:

1. Должен быть по возможности снижен ветро-волновой нагон воды (как высота подъема уровня, так и скорость самого прибойного потока), а соответственно и отток нагонных вод от берега.

2. Должна быть усилена фильтрующая способность пляжа.

В соответствии с этим на берегах с песчаными наносами, как правило, не должны строиться сооружения, усиливающие нагон и концентрирующие отток нагонных вод от берега, особенно на участках со значительным дефицитом наносов — сплошные или монолитные буны, стены, опояски, имеющие большую отражающую поверхность со стороны моря. И наоборот, в комплексе с наносодерживающими, должны создаваться волногасящие (но не увеличивающие нагон!) и особенно хорошо фильтрующие (на пляже) сооружения. В качестве такового можно рекомендовать разработку различных типов фильтрующих откосов, рассредотачивающих поток заплеска при разрушении волны на пляже или на откосе сооружения. Для увеличения фильтрующей способности пляжа можно осуществить отсыпку в основание пляжа валунно-галечного материала. В этом случае фильтрующая способность пляжа резко возрастет и даже при размыве песчаного покрова такого пляжа в сильные шторма в его верхней части сохранится волногасящая линза из грубообломочного материала. Примером такого берега с пля-

жем из валунно-галечного материала в основании и с песком на поверхности может служить участок у Ярославца на польском побережье Балтики. До берегозащитных мероприятий на выступающем участке берега, сложенном суглинками, шла активная абразия берега. Для прекращения абразии у подножья клифа была построена берегозащитная стена. Это привело к размыву пляжа. Тогда по всему периметру выступа берега была построена группа бун. Оказалось, что межбунные карманы постепенно заполнялись валунно-галечным материалом, выбрасываемым осенне-зимними штормами со дна, сложенного моренной. В летние месяцы валунно-галечный покров пляжей перекрывается песком, поставляемым вдольбереговым потоком наносов. В итоге здесь довольно стабильно держится пляж шириной до 35—40 м. Лишь в сильные северные шторма лобового направления происходит полный отмыл песка и на пляже остается только прижатая к стене валунно-галечная призма, обеспечивающая гашение волн. В последующий период действия северо-западных и западных штормов песчаный покров пляжа восстанавливается. В летние месяцы этот покров настолько мощен, что под ним невозможно обнаружить берегозащитную стену.

Такой пляж смешанного типа можно создать например на выступе берега у Отрадного на Калининградском побережье, для чего в межбунные карманы следует отсыпать валунно-галечный материал в объеме, обеспечивающим гашение штормовых волн. Естественно, что в этом случае придется повысить и корневые части бун, а на отдельных участках и довести их до берега, так как со времени их постройки берег «убежал» от корней бун на расстояние от 10—12 до 18—20 м.

На участках берега с дефицитом песчаных наносов в отдельных случаях во избежание изъятия из вдольбереговых потоков больших объемов песка можно рекомендовать строительство бун ажурного типа. Опыт эксплуатации таких бун показал, что они, накапливая достаточно широкий пляж (до 30—35 м), пропускают значительную часть песчаных наносов, снижая величину и интенсивность подветренного размыва (Slomianko, 1960).

ЛИТЕРАТУРА

- АИБУЛАТОВ Н. А., ОРЛОВА Г. А.: 1964. Исследование перемещения прибрежных наносов с помощью люминофоров. В кн.—«Теоретические вопросы динамики морских берегов», «Наука», М.
- БОЙНАГРЯН В. Р.: 1966. Динамика и морфология Самбийского полуострова, «Океанология», т. VI, вып. 3.
- БОЛДЫРЕВ В. Л., ГУДЕЛИС В. К., КНАПС Р. Я.: 1979. Потоки песчаных наносов юго-восточной Балтики. В кн.—«Исследования динамики рельефа морских побережий», «Наука», М.
- ГРЕЧИЩЕВ Е. К., МОРОЗОВ Л. А., ШУЛЬГИН Я. С.: 1972. Искусственные песчаные пляжи и организация их намыва. В кн.—«Укрепление морских берегов», «Транспорт», М.
- КНАПС Р. Я.: 1952. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях. Изв. АН Латв. ССР, № 6.
- КНАПС Р. Я.: 1960. О способах укрепления песчаных берегов. В кн.—«Проектирование и строительство берегоукрепительных сооружений», «Трансжелдориздат», М.
- КНАПС Р. Я.: 1966. Перемещение наносов у берегов восточной Балтики. В кн.—«Развитие берегов в условиях колебательных движений земной коры», «Валгус», Таллин.
- ШУЙСКИЙ Ю. Д.: 1969. О воздействии сильных штормов на песчаные берега восточной Балтики. «Океанология», т. IX, вып. 3, М.
- ШУЛЯК Б. А., БОЛДЫРЕВ В. Л.: 1966. К вопросу о процессах формирования берегового вала. «Океанология», т. VI, вып. 1, М.
- ЗЕНКОВИЧ В. П.: 1976. Динамика береговой зоны как основа для проектирования берегозащиты. В кн.—«Проблемы изучения берегов Грузии», «Мединереба», Тбилиси.

- ABROMEIT J., BOCK P., JENSCH A.: 1900. Handbuch des deutschen Dünenbaues. Berlin.
- BULOW K. von.: 1954. Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz an der südlichen Ostsee zwischen Trave und Swine. Zeitschr. f. Geologie, 10, Beiheft.
- HEISER H.: 1927. Uferschutzbau an der deutschen Ostseeküste. Bautechnik, H. 53.
- HANSEN A.: 1938. Küstenschutz an der Ostsee. Bautechnik, 16, H. 4.
- HANSEN A.: Langwerke oder Querwerke an der deutschen Ostseeküste. Zentralblatt der Bauverwaltung, Nr. 2—3, Berlin.
- KOLP O.: 1955. Sturmflutgefährdung der deutschen Ostseeküste. Sturmflutgefährdung der deutschen Ostseeküste zwischen Trave und Swine. Stralsund.
- KOLP O.: 1956. Was geschieht zum Schutze unserer Ostseeküste? Wasserwirtsch.—Wassertechn., 6, H. 8.
- KRESSNER B.: 1928. Modellversuche über die Wirkung der Strömungen und Brandungswellen auf einem sandigen Meeresstrand und die zweckmäßige Anlage von Strandbuhnen. Bautechnik, H. 25.
- MAGENS CL.: 1957. Küstenforschungen im Raum Fehmarn-Nordwagrien. Die küste, 6, H. 1.
- MAGENS CL.: 1958. Seegang und Brandung als Grundlage für Planung und Entwurf im Seebau und Küstenschutz. Mitt. Hannov. Versuchsanst., H. 14.
- VOLLBRECHT K.: 1953. Theoretische Betrachtungen zur Anlage von Küstenschutzbauten an gezeitenfreien Rand- und Nebenmeeren. Wasserwirtsch.—Wassertechn., 3, H. 6.
- VOLLBRECHT K.: 1955. Strandabtragung durch Wellenreflexion an steilwandigen Küstenschutzbauten. Wasserwirtsch.—Wassertechn., H. 8.
- PETERSEN M.: 1961. Das deutsche Schrifttum über Seebuhnen an sandigen Küsten. Die Küste, Jahrg. 9.
- SLOMIANKO P.: 1960. Badania brzegowe na półwyspie Helskim. Prace Instytutu Morskiego, ser. 1. Hydrotechnika. Grańsk.
- BRUUN P.: 1972. The history and philosophy of coastal protection. Proc. 13 th Coast. Eng. Conf. Vancouver. ASCE.

MAIN PRINCIPLES OF FORTIFICATION OF THE SEA SAND SHORE

by

V. L. BOLDYREV

ABSTRACT

The use of certain types of coastal protection structures depending on specific natural conditions is discussed on the basis of studying the beach conservation practice of the Baltic sand coasts. It is placed that the maximum efficiency from coastal protection structures is to be expected if the following two principal conditions are kept: 1) a decrease of a wind-wave piling up value, and 2) an intensification of a beach filtering ability and a dispersion of run-up and run-off of surging waters.

Artificial single alimentations of beaches by sand in bulk or periodical regular alimentations of beaches with a wide use of hydromechanization are recommended for a dynamical balance of the littoral zone and a stabilization of coasts (beaches) on the whole. A replenishment of the littoral zone by sand is to be considered as the most effective means of the present-day coastal protection.

THE PRIMARY PROBLEMS OF THE BALTIC SEA PHYSICAL GEOGRAPHY

by

V. I. LYMAREV, Kaliningrad

The insufficient attention of the geographers to the theoretical and applied problems of the sea physical geography (in particular, Baltic Sea) is noticed. The system of units of the physical-geographical zonation for Baltic (its central part in detail) is proposed: North-terrestrial space-temperate belt-taiga-coniferous-broad-leaved — broad-leaved zones — Baltic basin (country) — Central-Baltic province — Aland, Finland, Riga, East-central, West-central districts — Aland-sea, Skerries-sea, Western-Finland, Eastern-Finland, Northern-Riga, Southern-Riga, Eastern, South-eastern, Western, South-western regions — littoral, sublittoral, elittoral, pseudoabyssal depth-belts. The necessity of the landscape-zonal study of the Baltic coasts which permits the comprehensive cognition of their nature to scientific substantiation of the rational nature-use is pointed. It is recommended to start making the complex physical-geographical monography and the Baltic Sea physical geographical Atlas (the main contents points are elucidated).

In the last time the humanity knowledge of the oceans and seas nature are widen very intensively. There are published the generalized works devoted, in particular, to the Atlantic Ocean and its seas (Demel K., 1971; Zierhoffer A., 1975; Bulatov et al. 1977 a. o.). However, there are almost no works dealing with description of the oceans and seas physical-geographical regions. There are no maps of the physical-geographical zonation in the new published Atlas of the Atlantic and Indian Oceans (1977). There is such a map only in the Antarctica Atlas (1966).

It is to be mentioned that there is such a situation at the one of the large European seas of the Atlantic Ocean — at the Baltic. Complex physical-geographical monography on this sea is not prepared till now, the map of its physical-geographical zonation also is not made. Arisen situation is explained by the geographers insufficient attention to the problems of oceans and seas physical geography (Lymarev, 1978). The complex physical-geographical (landscape) method to study the correlation between the components and their complexes is used not enough. Meanwhile, the landscape method of approach to study the Baltic Sea, which is the typical continental basin situated in a temperate geographical belt, is of great scientific and practical interest.

We will stay on the most important theoretical and applied geographical problems of the Baltic Sea, which require their primary solution on

the landscape basis. In our opinion among theoretical questions it is necessary to single out the problems of the physical-geographical zonation and the study of Baltic coasts from landscape-zonal positions.

The regional division of oceans and seas will be well-grounded only on the basis of physical-geographical Earth differentiation, realised by means of single zonation of oceans and seas. Such single zonation is im-

Fig. 1. Physical-geographical regions of Baltic Sea.

Boundaries: a — provinces, b — districts; c — regions.
 Provinces: A — North-Baltic; B — Central-Baltic; C — South-Baltic.
 Districts: I — Aland; II — Finland; III — Riga's; IV — East-Central; V — West-Central.
 Regions: 1 — Aland-Sea; 2 — Skerries-Sea; 3 — Western-Finland; 4 — Eastern-Finland; 5 — Northern-Riga; 6 — Southern-Riga; 7 — Eastern; 8 — South-Eastern; 9 — Western; 10 — South western



possible without due regard for interdependent regularities, such as zonality and azonality. Probably, the further working-out of the physical-geographical seas and oceans differentiation must be based on the following zonal and azonal regularities and factors: polar Earth asymmetry, latitudinal belt and zonality, provinciality, depthbelt, morphostructural differentiation, anthropogenetic activity.

In realizing of this way of the Baltic Sea physical-geographical zonation it should be used the available schemes of its natural zonation. The most known is the scheme of Baltic natural regions, compiled by S. Ekman (Ekman, 1931). He singles out 12 regions: 1. Öresund; 2. Store Belt; 3. Lille Belt; 4. Arkona depression; 5. Bornholm depression, 6. eastern part of Central depression; 7. western part of Central depression; 8. Gulf of Riga; 9. Skerries-Sea (between Aland Island and Finland); 10. Aland Sea (between Aland Islands and Sweden); 11. Gulf of Bothnia; 12. Gulf of Finland.

As it may be seen, these regions are single out due to bottom relief character mainly.

The scheme of the geographical zonation of the Baltic Sea aquatorium was proposed recently by V. K. Gudelis (1974). He singles out at first three latitudinal zones-parts mainly by the morphotectonic principle: northern, central, southern. Central part on the north is bounded by the line from Hanko Peninsula (Finland) to Rådmanö Peninsula (Sweden); on the south this part is countered by the line from Klaipeda (the Lithuanian SSR) to Torhamnsudde Cape (Sweden). The central part of Baltic is divided more detail, there are single out 4 sectors: NW, NE, SW, SE and Gulf of Riga and Gulf of Finland. Within southern part there are single out the Gulf of Gdańsk (Poland) and Hanö Bay (Sweden). Later V. K. Gudelis and V. M. Litvin (1976) have made the geomorphological zonation of the Baltic Sea bottom. They divide the following regions: 1. South-western region (to the westward of Bornholm Island); 2. Central basin (the open sea from Bornholm to Aland Islands); 3. Gulf of Riga; 4. Gulf of Finland; 5. Gulf of Bothnia.

We have to pay attention that all considered schemes of the Baltic Sea natural zonation are not physical-geographical, they are made according to the one natural condition rather than their complex.

For landscape zonation it is necessary to use the considered theoretical proposition on oceans and seas physical-geographical differentiation. It seemed that we must base on the landscape-zonal principle first of all. It permits to reveal both zonal and azonal regularities of nature evolution, determined by the correlation of the integrant landscape forming factors: relief, climate and drainage (according to S. D. Muravevskiy, 1948). In particular, the physical-geographical division of the Sea of Asov, which is the typical continental sea within the steppe-zone of the temperate belt, is made by such a way (Lymarev, 1971).

Baltic is situated within three geographical zones of temperate belt — taiga, mixed and broad-leaved forests, and between two physical-geographical countries — Fennoscandia (on the north) and East-European Plain (on the south) (World Physical-Geographical Atlas, 1964). It is known the physical-geographical country is the highest azonal complex differentiation unit of a continents and an oceans. It seemed the Baltic may be considered in the range of sea country because of the main feature of country isolating is the morphostructure unity and Baltic is characterized by the platform morphostructure. However, it appears to be more correct to call this regional unit by basin in conformity with seas and oceans.

The further stage of zonation is a sea province, which presents a zonal complex unit. Its boundaries are made by crossing of the basin (sea country) by certain geographical zone. With community of zonal features (especially, bioclimatic) the provinces differ from each other in relief character, in water and bottom sediments peculiarity and in the evolution history. Within Baltic Sea it should be divided three provinces: Northern-Baltic, Central-Baltic and Southern-Baltic. The largest one is Central-Baltic. On the north it is countered by the line which begins slightly to the northward of Turku (Finland) and lies to Sweden mainly along the parallel (Fig. 1). On the south this province is countered by the line from Baltiysk (RSFSR) to Torhamnsudde Cape (Sweden). Thus, in our zonation scheme the Central-Baltic includes the Aland Islands with adjacent aquatoriums. This and other provinces may be divided into sea districts according to differences, conditioned by the peculiarities of zonal and azonal factors correlation. So the Central Baltic province is divided into five districts: Aland, Finland, Riga, East-central and West-central.

In one's turn within districts there are divided the sea regions. They have a local differences in integrant landscapeforming factors display. The most important are differences in drainage, which cause the peculiarity of hydrological, hydrobiological and hydrochemical conditions. Also we must take into account the influence of anthropogenetic factor. When the regions nature is characterized by the concrete local differences there are single out the sea subregions. In such case the Aland district is divided into two regions: Aland-sea (on the west) and Skerries-sea (on the east). Riga's and Finland's districts (Gulfs) are divided each at least into two regions—inside and outside. Within West-central and East-central districts it is possible to single out two regions. They lie on both sides of conventional line, which is drawn according to V. K. Gudelis (1974) from Syrve Cape (Sarema Island, Estonian SSR) to the Cape near Storkläppen lighthouse. In the vast Central-Baltic province there are single out 10 regions in all.

In physical-geographical zonation of Baltic Sea it is necessary to take into account the depth-belt. Within it there are presented the following depth-belts: 1) littoral (0—5 m); 2) sublittoral (5—50 m); 3) elittoral (50—200 m) and 4) pseudoabyssal (200—500 m). Each of the detached Baltic regions has its own depth-belt set and the majority of them is presented by the incomplete spectrum of these belts.

Named here taxonomical units of physical-geographical zonation both for land and ocean must be supplemented with the unit of higher order (North-terrestrial space). The inclusion of this unit is caused by the polar Earth asymmetry.

Thus, the physical-geographical zonation units system for Baltic (its central part in detail) is presented as follows: North-terrestrial space-temperate belt-taiga-coniferous-broad-leaved—broad-leaved zones—Baltic basin (country)—Central—Baltic province—Aland, Finland, Riga, East-central, West-central districts—Aland-sea, Skerries-sea, Western-Finland, Eastern-Finland, Northern-Riga, Southern-Riga, Eastern, South-eastern, Western, South-western regions—littoral, sublittoral, elittoral, pseudoabyssal depth-belts. According to this system of zonation taxonomic units it may be done the detailed physical-geographical division of the Baltic Sea.

An important scientific problem is the description of the Baltic shores nature from the landscape-zonal positions. The point is that morphogenetic peculiarities of the Baltic shores are presented full enough in the works, published in the USSR, Poland, GDR, GFR, Denmark, Sweden and Finland. Classifications and zonations of Baltic coast which belong to other countries are made on geomorphological basis (Schou, 1945; Behrens, 1959; Granö, 1960; Morozova, 1972 a. o.). The generalized works dealing with morphogenetic classification of the Baltic as a whole and the geomorphological characteristics of this sea shores have been appeared.

So in the published works, especially in the Soviet ones, there are considered the geomorphological, hydrodynamical and lithological regularities of Baltic shores evolution. Now the detailed study coastal nature complexes is required. In such a case only the problems of rational sea coast natureuse may be solved succesfully. The necessity of complex reseaches of the coasts nature was noted at the Symposium 'Dynamics of Shore Erosion', 1976.

In our opinion the study of coastal zone, which is the peculiar natural unit situated on sea and land joint, must be based on the following propositions:

- this zone presents the peculiar system of aerial and underwater landscapes which differ in their composition, structure, evolution;
- its landscapes during the evolution process are under the influence of geographical zonality and the influence measure is conditioned by the correlation of zonal and azonal coastforming factors;
- the coastal zone is under anthropogenetic activity influence so due regard must be paid to it.

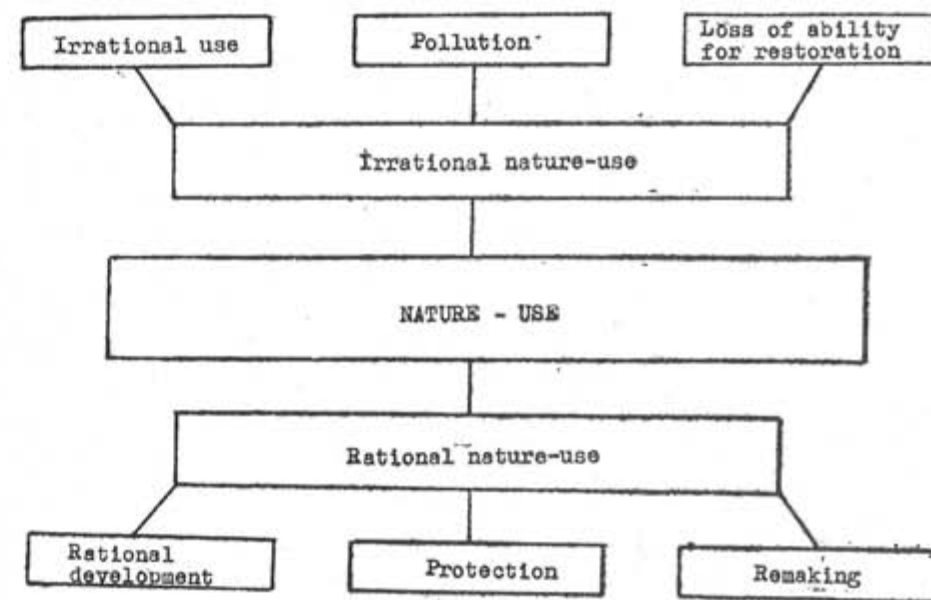


Fig.2 Structure of marine nature-use

At present the landscape investigations at Kaliningrad coast of the Baltic are near completion. These investigations were fulfilled by a forces of the Kaliningrad State University geographers. It is necessary to carry out such investigations on other Baltic shores. Landscape-zonal study will provide with detailed data on coastal resources (raw materials, food, recreative and, perhaps, power resources). The data analysis from landscape position will permit to reveal, to calculate and to estimate available resources. It is necessary for rational use of coastal natural resources.

When considering the theoretical problem of shore landscape-zonal study in application to Baltic Sea, we were convinced of its close connection with a problem of sea and man interaction, i. e. with a problem of sea nature-use. It seemed there may be singled out two main types in the structure of marine nature-use—the rational and irrational ones (Fig. 2). Under conditions of shallow and half-closed Baltic Sea the problems of pollution, as well as protection of marine natural environment, restoration and an increase of its resources are of particular importance. At present these problems are solved by all countries of Baltic basin rather actively. There are created the marine reservations and national parks, become organized the coastguard service. Such a service must be put into operation for all Baltic coasts. Together with marine environment protection the problems of rational development and natural resour-

ces remaking are included in the problem of Baltic rational nature-use. So the main attention must be paid to the complex problems of nature-use, though the problems of radio-active and chemical pollution, the engineer coast protection, the rearing of valuable hydrobionts are also of great importance.

The monograph on physical geography of Baltic Sea may be one of the basic scientific sources of applied character dealing with complex problems of marine nature-use. This monograph must considerably differ in its structure from available ones. It must include the scientific data not only on natural components (rocks and relief, climate and water, plants and animals), but also on marine regional complexes (according to specially compiled scheme of Baltic physical-geographical zonation). In addition, there must be the description of marine resources and their estimation in the monograph.

The physical-geographical Atlas of Baltic Sea may be an another scientific source favouring the development of marine nature-use. It must contain the general cartographic information on Baltic, including geologic, geomorphologic, climatic, hydrologic, hydrochemical, biogeographic component maps. The map of Baltic physical-geographical zonation, as well as the maps of individual physical-geographical regions must be of special interest. The principle of map composition and the main conclusions arisen from scientific study of Atlas maps must be expounded in the textual part of Atlas.

In our estimation, in the near time the main attention must be paid to considered theoretical and applied problems. Their working-out on the Baltic Sea material would favour the stabilization of the Ocean physical geography.

REFERENCES

- Атлас Антарктики: 1966, М.
 Атлас океанов: 1977. Атлантический и Индийский океаны. М.
 БОЛДЫРЕВ В. Л., ГУДЕЛИС В. К., ШУПСКИЙ.: 1976. Берега Балтийского моря и их роль как источника обломочного материала. В кн. «Геология Балтийского моря». Вильнюс.
 БУЛАТОВ Р. П., БАРАШ М. С., ИВАНЕНКО В. Н., МАРТИ Ю. Ю.: 1977. Атлантический океан. М.
 ГУДЕЛИС В. К.: 1967. Морфогенетические типы берегов Балтийского моря. В кн. «Baltica». в. 3. Вильнюс.
 ГУДЕЛИС В. К.: 1974. К вопросу о природе и характере проявления современных движений земной коры в условиях материковых платформ.— В кн. Современные движения земной коры, т. 5, Тарту.
 ГУДЕЛИС В. К., ЛИТВИН В. М.: 1976. Геоморфология дна. В кн. «Геология Балтийского моря». Вильнюс.
 ДЕМЕЛЬ К.: 1971. Наша Балтика. М.
 ЛЫМАРЕВ В. И.: 1971. К физико-географическому районированию Азовского моря. В кн. Мат-лы научн. конф. по вопросам географии Кубани. Краснодар.
 ЛЫМАРЕВ В. И.: 1975. О системе таксономических единиц районирования океана и суши на ландшафтной основе. «Мат-лы VI съезда Геогр. о-ва СССР. Физико-географическое районирование и прогнозирование». Л.
 ЛЫМАРЕВ В. И.: 1978. Основные проблемы физической географии океана. М.
 МОРОЗОВА Л. Н.: 1972. Геоморфологическое районирование и типы берегов Советской Прибалтики. Автореф. канд. дис., М.
 МУРАВЕВСКИЙ С. Д.: 1948. Роль географических факторов в формировании географических комплексов. «Вопросы географии», сб. 9. М.
 Физико-географический атлас мира: 1964. М.
 ЦИРГОФФЕР А.: 1975. Атлантический океан и его моря. М.

- BEHRENS S.: 1959. Küstentypen in Schweden.—„Geographische Berichte“. Н. 10/11. Berlin.
 EKMAN S.: 1931. Vorschlag zu einer naturwissenschaftlichen Einteilung und Terminologie des Baltischen Meeres. Ibid., 25.
 GRANO O.: 1960. Die Ufer der Südküste Finlands. Geographische Übersicht, Fennia 83, Nr. 3, Helsinki.
 SCHOU A.: 1945. Det marine Forland. Folia. Geographica Danica, 4. Kobenhavn.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В. И. ЛЫМАРЕВ

РЕЗЮМЕ

В статье обращается внимание на недостаточное участие географов в разработке проблем физической географии моря — теоретических и прикладных (в частности, Балтийского моря). Предлагается система единиц физико-географического районирования для Балтики (детально на примере ее центральной части): Северо-земное пространство — умеренный пояс — таежная, хвойно-широколиственная, широколиственная зоны — Балтийский бассейн (страна) — Центрально-Балтийская провинция — Аландская, Финская, Рижская, Восточно-центральная, Западно-центральная области — Аландскоморской, Шхеровоморской, Западно-Финский, Восточно-Финский, Северо-Рижский, Южно-Рижский, Восточный, Юго-восточный, Западный, Юго-западный районы — литоральный, sublиторальный, элиторальный, псевдоабиссальный глубинные пояса. Указывается на необходимость ландшафтно-зонального изучения берегов Балтики, позволяющего всесторонне познать их природу, что важно для научного обоснования рационального природопользования. Рекомендуются приступить к созданию комплексной физико-географической монографии, а также физико-географического атласа Балтийского моря.

АБРАЗИЯ ПОДВОДНОГО СКЛОНА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Ю. Д. ШУЙСКИЙ, Одесса

В течение голоцена многие участки береговой зоны морей стали развиваться по абразионному пути, согласно особенностям исходного расчленения рельефа, геологического строения побережий и стабилизации постгляциальной трансгрессии Мирового океана. Абразия широко развита в восточной части Балтийского моря. На участке от Гданьского залива до м. Колкараге длина берега составляет 420 км, из них 162 км (около 40%) приходится на абразионные участки.

В настоящее время лучше всего изучены процессы абразии клифов. На всем советском побережье Балтики известны скорости их отступления, закартирована длина отдельных участков, измерены высоты клифов. Все эти параметры определены разными методами: полевым маршрутным картированием, тахеометрическими повторными съемками, сопоставлением крупномасштабных карт и аэрофотоснимков, полученных в разные годы. В результате оказалось возможным получить представление о развитии абразионных форм рельефа, в общем определить роль абразии в питании моря терригенным осадочным материалом, оценить роль абразионного источника в развитии вдольбереговых потоков наносов и т. д.

Вместе с тем, в береговой литературе насчитываются единичные источники, освещающие процессы абразии подводного склона моря в сфере действия ветровых волн. Это существенно снижает наши знания об абразии как едином процессе, затрагивающем надводные и подводные формы рельефа, создает трудности в понимании взаимозависимости развития надводного и подводного рельефа, не позволяет точно оценить роль абразионных берегов как источника наносов и др. Поэтому особую ценность представляет любая информация о деформациях абразионных подводных склонов, и в наибольшей мере — полученная по результатам длительных работ.

В 1945 г. были выполнены подробные съемки подводного склона в восточной части Балтийского моря в районе от Куршской косы до м. Овиши. В 1967 г. была предпринята попытка повторить эти съемки, но к сожалению удалось найти старые репера лишь на участках абразионного берега в районах Клайпеды и Лиенаи. В 1968 г. по сохранившимся реперам были произведены повторные промеры на обоих участках — латвийском и литовском.

Работы выполнялись от линии уреза до глубин 9—10 м. Берега и подводный склон сложены слабосцементированными осадочными породами — моренными, лимногляциальными и флювиогляциальными су-

глубинами с включениями гальки и валунов. Они малопрочны, допускают высокие скорости абразии, как и на берегах других морей (Zepkovich, 1967). За время между двумя съемками, т. е. за 23 года, активный клиф на латвийском и литовском участках отступил на величины от 10 до 60 м в разных местах. Средние скорости абразии клифов менялись от места к месту от 0,4 до 2,6 м/год. Такие скорости сохраняются и в течение последних лет.

Они обусловлены не только геологическим строением берегов, но и другими причинами. Среди них важнейшее место занимает высокая

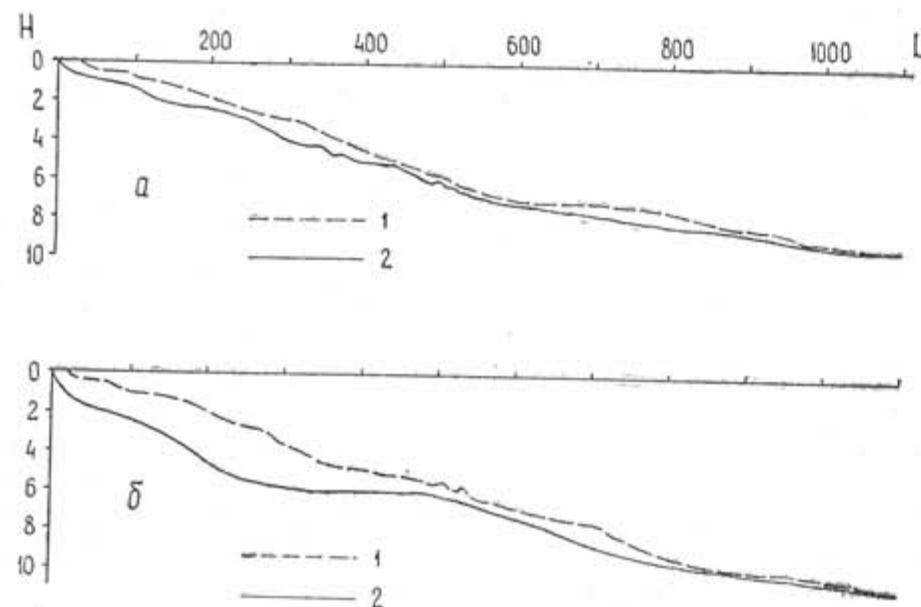


Рис. 1. Совмещенные профили абразионного подводного склона на побережьях Латвии (а) и Литвы (б) по данным промерных работ: 1 — в 1945 г.; 2 — в 1968 г.; L — длина профиля, м; H — глубина моря, м.

повторяемость и продолжительность штормов, при которых высота волн превышает 1,5 м. Именно такие волны производят наиболее заметную работу по преобразованию рельефа и наносов в береговой зоне исследованных участков (Айбулатов и др., 1966). Кроме того, у подножья клифов залегают сравнительно небольшие пляжи, содержащие в себе до 50—80 м³/м наносов. Они не могут защитить клифы от активного волнового влияния и не препятствуют береговой и донной абразии, как и в береговых зонах других непривливаемых морей (Shuisky, Schwartz, 1980a). В итоге отступление клифов привело к довольно быстрому расширению подводного склона и сопровождалось углублением бенчей. На это указывает верхняя часть профиля, которая представлена приурезовой абразионной террасой. На ее внешней части, обращенной к морю, глубины составляют 2,0—2,5 м. Кривые поперечного профиля в целом имеют выпукло-вогнутую форму, характерную для абразионных подводных склонов умеренной крутизны.

Уклоны прибрежной части морского дна на участках исследований до глубин 10 м лежат в узких пределах, — они существенно не меняются вдоль берега. Так, на латвийском побережье они колеблются от места к месту от 0,008 до 0,014 (в тангенсах угла между горизонталь-

ной поверхностью уровня моря и касательной к кривой профиля), а на литовском — от 0,010 до 0,016. Такие значения крутизны позволяют отнести изученные профили к умеренно приглубым. Они допускают достаточно активное влияние волн на подводный склон.

Повторные съемки, выполненные в 1945 и 1968 гг., показали, что абразионное углубление подводного склона происходило от уреза до глубин 8—10 м (рис. 1). Глубже деформации абразионной поверхности находились в пределах точности измерения (± 10 см) и не отражали какой-либо тенденции развития рельефа.

Величины углубления подводного склона менялись вдоль профиля от 0,1 м до 3,0 м на литовском побережье и от 0,1 до 1,3 м — на латвийском (рис. 1). Средние значения по длине профиля составили соответственно 1,20 м и 0,44 м в целом из 7 и 6 измерений. В обоих случаях максимальное углубление пришлось на интервалы глубин 3—5 м, что объясняется распространением подводной части пляжей на глубины до 1,5 м и соответствует активному влиянию волн высотой 1,5 м и более, на глинистый подводный склон (Айбулатов и др., 1966).

Для измерения скоростей донной абразии весь профиль длиной 1100 м. был разделен на отрезки по 20 м. Через каждые 20 м со схемы снимались величины углубления дна за 23 года. Каждая величина делилась на число лет между съемками, и из 55 показателей выводилась средняя скорость донной абразии. Для латвийского побережья она оказалась равной 19 мм/год, а для литовского — 52 мм/год в целом по профилю.

На этом общем фоне обнаружались максимальные скорости абразии в верхней части подводного склона (рис. 1), как и в береговой зоне других морей (Клюев, 1970; Шуйский, 1978; Груин, 1954). Невдалеке от уреза они могут достигать 0,05—0,15 м/год, а с продвижением вниз по склону постепенно уменьшаются и на глубинах 7—9 м составляют в среднем 0,002—0,003 м/год.

Было замечено, что дно интенсивней углубляется на тех отрезках поперечного профиля, где кривая более крутая. Превышение достигает обычно 10—25%. Это приводит к выпрямлению профиля подводного склона. В местах, где на дне обнажаются прослойки суглинков с включением гальки и небольших валунов, скорости абразии меньше. Примером могут служить отрезки профиля на глубинах около 5—6 м (рис. 1).

Таким образом, распределение скоростей подводной абразии на поперечном профиле в общем отражает распределение величин удельной энергии морских волн в береговой зоне.

Надо заметить, что обнаруженные скорости абразии в восточной части Балтийского моря вообще характерны для дна, сложенного глинистыми породами и имеющего сходные уклоны. Так, в северо-западной части Черного моря континентальные суглинки и лессы в районе м. Бурнас и м. Санжейский размываются со скоростью 0,05—0,10 м/год в среднем по профилю до глубин 7—8 м, а глубина действия донной абразии распространяется до глубин 9—10 м. Крутизна склона составляет 0,012—0,017 — т. е. близка той, которая имеет место на литовском и латвийском побережьях. Однако, с увеличением уклонов подводного склона скорости возрастают. Примером может служить западное побережье полуострова Ютландии в Дании (Северное море), где прибрежное дно сложено глинистыми породами, подобными по своей прочности залегающим на Балтийском море. В районе Лодбьерга за период с 1874 по 1950 гг. максимальная скорость абразии подводного склона составила около 0,15 м/год, а в среднем по профилю до глу-

бины 10 м — 0,035 м/год (рис. 2). Процесс углубления захватывает весь профиль, вплоть до подножья склона крутизной 0,019.

Несколько иная картина отмечена там, где уклоны подводного склона составляют не более 0,006—0,007 и он сложен также малопрочными, слабцементированными глинистыми породами неоген-антропогенного возраста. В качестве примера можно привести восточное побережье Азовского моря (рис. 2). Мелководность моря, небольшие

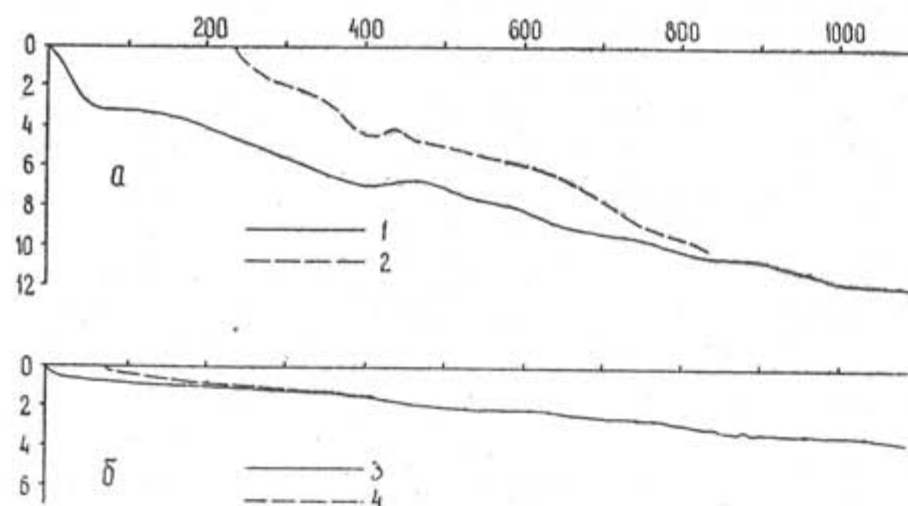


Рис. 2. Совмещенные профили абразионного подводного склона в районах:
а — около Лодбьерга, Дания, по данным съемок: 1 — в 1950 г.; 2 — в 1874 г. (по П. Брууну, 1954);
б — около порта Ейск, восточная часть Азовского моря, по данным съемок: 3 — в 1981 г.; 4 — в 1963 г.

длины разгона волн обуславливают развитие ослабленного волнового режима; более 50% повторяемости приходится на волны высотой несколько дециметров. И лишь 4—5 раз в год бывают штормы с высотой волны до 1,5—2,0 м. Поэтому абразия захватывает преимущественно верхнюю часть подводного склона до глубин 1,5—2,0 м. Остальная часть склона остается в целом стабильной, не вовлеченной в сферу влияния активной абразии.

Ход процесса углубления подводного склона таков. Быстрое отступление глинистых клифов (чаще всего 2—4 м в год) приводит к расширению склона и формированию бенчей. В первые несколько лет, согласно расчетам — до 10—15, идет активное углубление прирезовой части дна до глубин 1,0—1,5 м со скоростью порядка 10 см/год. Со временем эти скорости понижаются и достигают нескольких миллиметров в год тогда, когда глубины приблизятся к величинам над остальной частью абразионной террасы.

В отличие от изученных районов Балтийского моря, свои особенности имеет развитие подводных склонов северных морей в условиях распространения вечной мерзлоты. В береговой зоне Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского и других морей бассейна Северного Ледовитого океана подводные склоны, сложенные рыхлыми осадочными породами с прослоями льда углубляются не круглогодично, а лишь в период «гидрологического лета». В этот период температура прибрежных вод становится выше 0 °С, — обычно с мая по сентябрь. Тогда же прибрежные акватории очищаются от морских льдов, что позволяет волнам оказывать механическое воздействие на береговую зону. Совокупное термическое и механическое влияние приводит к довольно ак-

тивному углублению дна, причем — практически на всю ширину и относительно равномерно. Так, скорости донной абразии в береговой зоне Восточно-Сибирского моря составляют в среднем за многолетний период 0,02—0,08 м/год до глубин 12—15 м (Клюев, 1970). Подобные скорости определены также на Баренцевом, Карском и Белом морях, где они составляют 0,03—0,06 м/год согласно многолетним исследованиям (Суздальский, 1974).

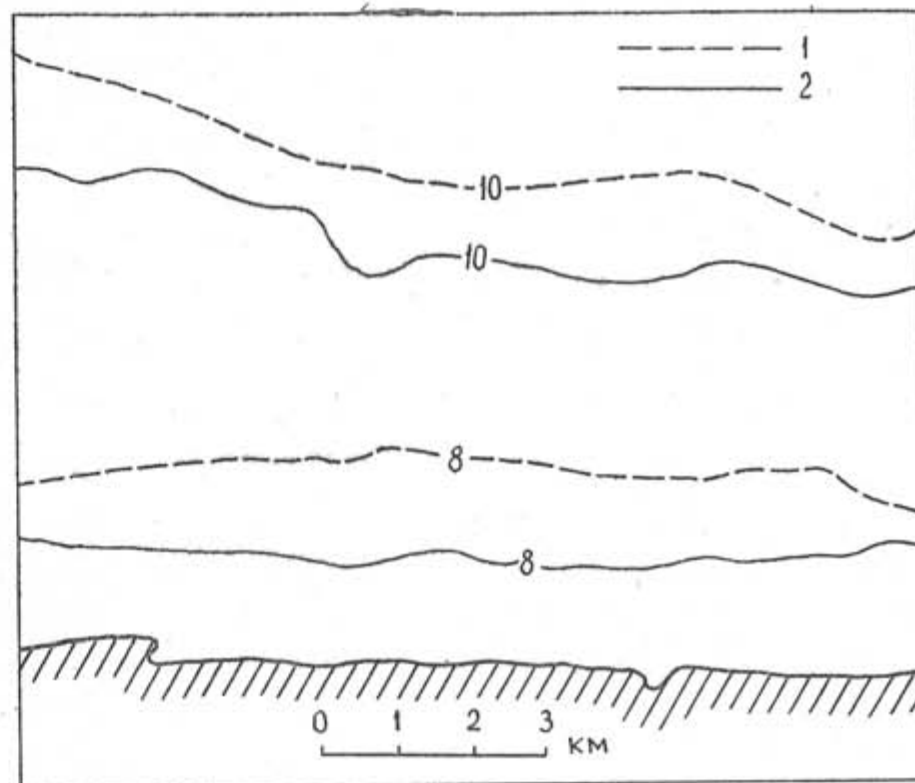


Рис. 3. Смещение изобат на одном из участков береговой зоны Восточно-Сибирского моря:
1 — по данным первой съемки; 2 — по данным съемки через 20 лет (по Е. В. Клюеву, 1970).

Немаловажно, что термоабразионные подводные склоны являются намного более широкими, чем на Балтийском, Черном или иных морях вне криолитозоны. Их ширина обычно не менее 2—5 км, а местами даже до 15—20 км; она определяется формированием толщины теплых прибрежных вод. Эти воды растапливают многолетний лед в породах, а роль морских волн и волновых течений состоит главным образом в удалении высвободившихся терригенных обломков. Процесс углубления термоабразионных подводных склонов хорошо виден по смещению изолиний глубин в сторону берега (рис. 3).

Таким образом, обнаруженные на латвийском и литовском побережьях Балтийского моря скорости донной абразии являются обычными для условий, при которых умеренно приглубое дно сложено слабцементированными осадочными породами — глинами, суглинками, супесями. Эти скорости находят свое подтверждение и в береговых зонах других морей. Они более высоки, чем на умеренно приглубых склонах,

сложенных более прочными метаморфическими осадочными и кристаллическими изверженными породами. Для сравнения укажем, что известняковые и песчаниковые бенчи Черного моря углубляются в среднем на 0,002—0,015 м в год (Есин и др., 1980; Shuisky, Schwartz, 19806), бенчи Тихого океана у берегов штата Орегон в США — на 0,007—0,012 м в год (Вугпе, 1963), у берегов Новой Зеландии и Австралии — на 0,001—0,010 м в год (Kirk, 1977). Примеры можно продолжать, но и из приведенных ясно, что в районах распространения метаморфических осадочных пород углубление дна достигает порядка 10—15 мм в год. В слабосцементированных песчаниках, мергелях, меловых толщах скорости донной абразии измеряются первыми сантиметрами в год, а в изверженных кристаллизованных — долями миллиметра, реже — первыми миллиметрами в год.

Вырабатываемые в прочных породах бенчи обычно более узкие. Если на Балтийском или Черном морях в местах залегания глинистых толщ ширина абрадируемых подводных склонов составляет до 1 км или больше, то ширина сложенных скальными породами составляет как правило сотни метров. В частности, на Черном море у берегов Тарханкутского полуострова или между Новороссийском и Туапсе ширина бенчей обычно составляет 300—600 метров даже в условиях повышенной активности волнового режима. Следовательно, абразии подвергается лишь верхняя половина подводного склона, аналогично тому, как в условиях залегания глинистых пород, но развития слабого волнового режима.

По известным скоростям донной абразии и ширине склона можно вычислить количество осадочного материала, сносимого в море с подводного склона. Такие вычисления до недавнего времени практически не производились, что существенно снижало оценки роли абразионного источника в питании седиментами береговой зоны и дна открытого моря. На приведенных на рис. 1 профилях величины сноса терригенного материала с 1 пог. м длины берега (удельный снос) равны 21 м³/год на латвийском побережье и 57 м³/год на литовском при ширине полосы действия абразии в 1100 м. Если принять во внимание, что с клифов здесь поступает в среднем за многолетний период соответственно 2,5 и 6,0 м³/м·год осадочного материала, то снос с бенчей составляет в 8 и в 10 раз больше. Такие большие расхождения вообще характерны для районов, где залегают малопрочные осадочные породы, способные поддаваться очень быстрой абразии.

Большие объемы сноса материала с абразионного дна Северного моря отмечены и на Северном море у полуострова Ютландия (рис. 2). Скорость абразии клифов там равна 3,1 м/год, высота активного клифа — 9 м, удельный снос материала — 28 м³/м·год. Ширина абразионного подводного склона составляет 825 м, скорость донной абразии — 0,034 м/год, а удельное количество поступающего материала — 28 м³/м·год. Это столько же, сколько сносится с клифов.

Аналогичные соотношения между береговым и донным поступлением осадочного материала на участках, сложенных глинистыми породами, были обнаружены и на других морях. На уже приводившемся в качестве примера участке в районе м. Бурнас средняя по профилю скорость донной абразии равна 0,056 м/год, ширина бенча — 900 м, удельный снос осадочного материала — 50 м³/м·год. Высота клифа — 11 м, скорость его абразии — 3,2 м/год в среднем за многолетний период, а удельный снос — 35,2 м³/м·год, т. е. в 1,4 раза меньше.

Зато в береговых зонах, которые характеризуются ослабленным волновым режимом и очень отмелым подводным склоном, глинистые

клифы поставляют обычно больше осадочного материала, чем бенчи. В частности, на Азовском море в районе порта Ейск клиф высотой 16 м отступает со скоростью 2,8 м/год. Следовательно, удельный снос равен 45 м³/м·год. В то же время, как можно видеть на рис. 2, при ширине бенча 400 м и скорости донной абразии в среднем 0,025 м/год с подводного склона в море поступает 10 м³/м·год материала, т. е. в 4,5 раза меньше, или 22,3% от объема сноса из клифа. Аналогичные соотношения наблюдаются в очень отмелом Джарылгачском заливе Черного моря, где величины поступлений с бенчей составляют всего 25—35% от поступлений материала из клифов.

Такая же закономерность характерна и для берегов, сложенных метаморфическими осадочными, вулканогенно-осадочными, изверженными кристаллическими породами. Так, было подсчитано, что скальные бенчи вокруг Курильских островов, сложенные туфопесчаниками и туфобрекчиями, поставляют в 4—5 раз меньше наносов, чем клифы. В целом вдоль берегов Охотского и Японского морей поступления материала со скальных бенчей в 3—5 раз меньше объемов сноса из клифов, сложенных прочными породами. Видимо, такие же соотношения справедливы и для береговой зоны Балтийского моря в местах распространения скальных пород, если учитывать данные исследований К. К. Орвику — мл. (1974) и С. Рудберга (Rudberg, 1967).

Приведенные данные показывают, что наибольшее количество осадочного материала поступает с подводного склона областей развития криолитозоны, в частности в морях Северного Ледовитого океана. Например, в Чукотское море из клифов приходит до 50—60 м³/м·год осадочного материала, а с бенчей — до 150—250 м³/м·год, т. е. в 3—5 раз больше. Минимальное количество материала поступает с подводных склонов тех участков, которые сложены наиболее прочными горными породами, характеризуются ослабленным волновым режимом и наиболее пологими поверхностями склонов. Максимальное количество материала сносится с тех бенчей, которые сложены наименее прочными горными породами, залегают в условиях влияния наиболее сурового волнового режима и самых крутых подводных склонов. Эти закономерности необходимо учитывать при оценке абразионного источника поступления осадков в моря и океаны.

Выполненные исследования абразионных участков береговых зон на Балтийском и других морях показали, что наибольшую трудность представляют определения скоростей разрушения подводного склона, в то время как картирование абразионных форм рельефа проводить гораздо проще. Подводный склон скрыт толщей воды, промерные работы на нем требуют штилевой погоды и более сложной аппаратуры, чем при наземных высотных и плановых съемках. Приходится отказываться от таких эффективных методов, как аэрофотосъемка и космическая съемка. Динамику подводного абразионного рельефа можно выяснить лишь с помощью точных инструментальных повторных исследований и в немногих случаях удовлетворительные результаты можно получить с помощью сопоставления крупномасштабных карт. Многие из перечисленных трудностей можно преодолеть путем применения предложенного автором расчетного метода. Однако, его применение тоже ограничено, поскольку для расчетов донной абразии требуется знание скоростей абразии клифов и точный поперечный профиль подводного склона. И все же такие ограничения легче преодолеть, чем выполнять подводные съемки в течение многих лет.

В основе метода лежит принцип единства развития подводных и надводных форм рельефа (Есин и др., 1980; Zenkovich, 1967). Согласно

этому принципу, отступление клифов сопровождается углублением подводного склона — в противном случае бенчи находились бы на уровне моря, чего в общем не наблюдается. Исключение составляют поднятые бенчи, но здесь выступает уже не только абразия, а процесс взаимодействия абразионных явлений и относительного опускания уровня водоема.

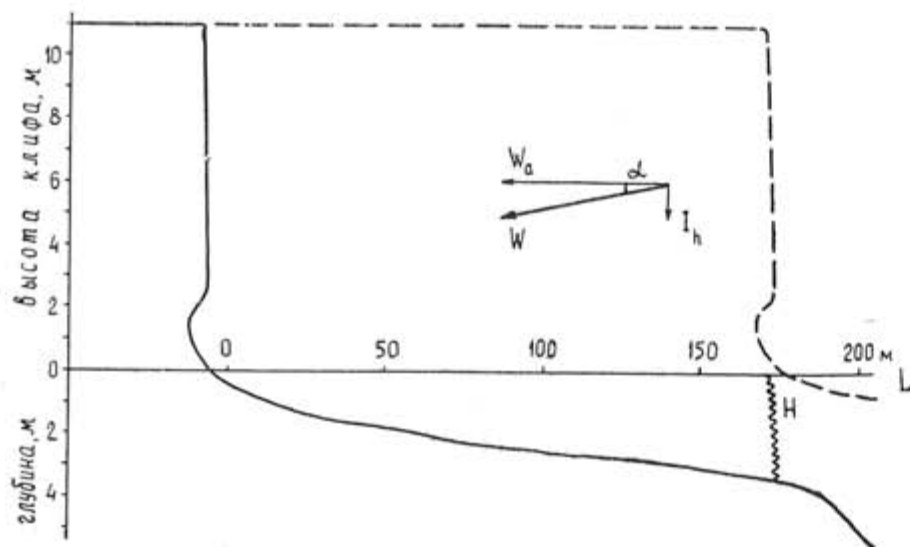


Рис. 4. Схема абразионного вреза на морских берегах:
H — величина углубления бенчей (метры) со скоростью I_h (метры в год) при отступании клифов со скоростью W_a , м/год; L — горизонтальное заложение профиля склона, метры;
W — вектор абразионного вреза при данных W_a и I_h .

Одновременное отступление клифов и увеличение глубин над подводным склоном предлагаем определять как абразионный врез моря в сушу (рис. 4). Направленность этого процесса необратима, он развивается поступательно и характеризует изменение абразионного профиля в береговой зоне. Величину абразионного вреза W можно представить, исходя из рис. 4, как:

$$W = W_a \cdot \cos \alpha$$

где: W_a — скорость абразии клифов. Очевидно, что соотношение W_a и I_h (скорость абразии бенчей) меняет угол α , а следовательно становятся различными величинами абразионного вреза за единицу времени в зависимости от тех факторов, которые влияют на W_a и I_h .

Зависимость I_h от W_a позволяет допустить, что время, за которое клиф отступил от выбранной точки на расстояние L равно времени углубления бенча в этой же точке на величину H. Обратим внимание, что последующие рассуждения справедливы для условий неизменного положения уровня моря за расчетный период.

Примем расстояние, на которое отступил клиф со скоростью W_a , равным L. Значит, время, необходимое для отступления клифов t_k на расстояние L, вычисляется по выражению:

$$t_k = \frac{L}{W_a} \quad (1)$$

Это выражение может использоваться для вычисления времени формирования (в годах) данной поверхности абразионного вреза, которое одинаково как для клифов, так и для поверхности бенчей. Следовательно, на этом же расстоянии L от уреза находится глубина H, которая сформировалась со скоростью I_h . Отсюда, время t_b равно:

$$t_b = \frac{H}{I_h} \quad (2)$$

Поскольку взаимозависимость развития клифов и бенчей и процесс абразионного вреза обуславливают равенство $t_k = t_b$, то из выражений (1) и (2) можно записать:

$$\frac{L}{W_a} = \frac{H}{I_h} \quad (3)$$

Из (3) несложно определить, что неизвестная скорость донной абразии I_h равна:

$$I_h = \frac{W_a H}{L} \quad (4)$$

Поскольку в (4) отношение H/L есть не что иное, как уклон подводного склона i до глубины p, то:

$$I_h = W_a \cdot i_n \quad (5)$$

Используя выражения (4) и (5), можно рассчитать скорости донной абразии в любой точке подводного склона по известным W_a и i_n . Перед расчетом по морфологическим признакам, а также по анализу волнового режима (Zenkovich, 1967) можно определить внешнюю границу распространения абразии, глубину, до которой она развивается, а значит — и ширину склона в сфере влияния процессов углубления подводного склона. Поэтому расчет ведется в интервале от 0 м до глубины, где абразия затухает, при современном уровне моря.

Изложенное выше позволяет прийти к выводу, что по выражению (5) вычисляется осредненная по профилю скорость донной абразии от уреза до выбранной глубины при разных скоростях абразии клифов за время t. Были проанализированы чаще всего встречающиеся в береговой зоне Азовского, Черного, Балтийского, Баренцева, Охотского и Японского морей значения уклонов подводного склона i_n и скоростей абразии глинистых клифов. По рассчитанным I_h были построены номограммы, пригодные для определения скоростей донной абразии по известным i и W_a (рис. 5).

Как было отмечено выше, изложенные рассуждения и вывод формулы расчета надо относить к случаям со стабильным положением уровня моря в течение периода абразионного вреза. В действительности, во многих случаях глубина H, снимаемая для вычислений с кривой поперечного профиля, есть функция не только скорости донной абразии, но и относительных колебаний уровня. Активное влияние относительных колебаний уровня на формирование глубин над абразионным склоном особенно хорошо выражено в условиях залегания прочных горных пород и умеренных значений колебаний, а также повышенных значений колебаний при залегании даже малопрочных горных пород. При учете относительных колебаний их годовое приращение за время t обозначим через ΔK_y , имеющим разные знаки.

Если происходит относительное поднятие уровня, то соответствующую поправку к расчету надо вводить со знаком (—) «минус». При

опускании уровня поправка производится со знаком (+) «плюс». Отсюда — окончательное расчетное выражение имеет вид:

$$I_h = (W_a \cdot i_n) \pm \Delta K_y \quad (6)$$

Точность определения конечного результата по выражению (6) определяется точностью измерения скоростей абразии клифов, точностью съемки поперечного профиля подводного абразионного склона, точностью величин относительных колебаний уровня водоема. Предложенные

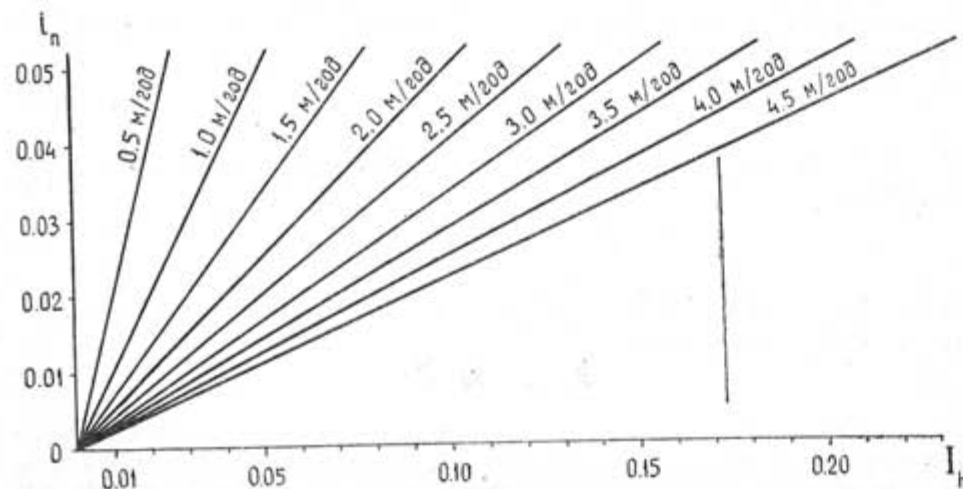


Рис. 5. Номограмма для определения скоростей абразии глинистых бенчей I_h , м/год, при разных уклонах подводного склона i_n и разных скоростях абразии клифов W_a , м/год.

выражения пока рекомендуется использовать для береговых зон бесприливных морей.

С помощью предложенного расчетного выражения можно выяснить современную тенденцию проявления скоростей донной абразии. Например, для латвийского участка береговой зоны Балтийского моря установленная за 23 года осредненная по профилю скорость составляет 0,0189 м/год. Пользуясь выражением (5), подсчитываем, что скорость равна 0,0094 м/год, т. е. более чем в 2 раза меньше. Расчетная скорость охватывает период формирования всего подводного склона, когда исторически сложились глубины по всему поперечному профилю; поэтому меньшее значение этой исторически сложившейся скорости относительно измеренной в последние десятилетия может указывать на усиление скоростей абразионного вреза за период с 40-х годов по настоящее время. Подобная тенденция обнаружена и для литовского побережья береговой зоны. Этот вывод подтверждает заключение, распространенное рядом авторов на все Балтийское море (Айбулатов и др., 1966; Геология Балтийского моря, 1976).

Предложенный способ расчета скоростей донной абразии не имеет аналогов в литературе. Наиболее полно современные процессы развития абразионных подводных склонов в береговой зоне изложены в книге Н. В. Есина и др. (1980). В ней разрабатывался вопрос о кинематике формирования абразионного профиля. Авторы цитированной работы рассматривают условия, при которых отступление профиля подводного склона происходит параллельно самому себе, и оно не увязы-

вается прямо с динамикой клифов. При разработке кинематической модели и математических закономерностей развития берегового склона Н. Есин с соавторами пользуется уже имеющимися оценками скоростей донной абразии, но не предпринимает попыток дать расчетное выражение по другим параметрам динамики подводного склона. Нет подобных нашей попыток и в других крупных работах, к примеру, в известной статье японского специалиста Ц. Сунамуры (Sunamura, 1977).

ЛИТЕРАТУРА

- АЙБУЛАТОВ Н. А., ДОЛОТОВ Ю. С., ОРЛОВА Г. А., ЮРКЕВИЧ М. Г.: 1966. Некоторые черты динамики отлогого песчаного берега. В сб.: Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. Изд. «Наука», М.
- ГЕОЛОГИЯ Балтийского моря: 1976. Под ред. В. К. Гуделиса и Е. М. Емельянова. Изд. «Мокслас», Вильнюс.
- ЕСИН Н. В., САВИН М. Т., ЖИЛЯЕВ А. П.: 1980. Абразионный процесс на морском берегу. Гидрометеониздат, Л.
- КЛЮЕВ Е. В.: 1970. Термическая абразия прибрежной полосы полярных морей. Известия Всес. Географич. Общества, т. 102, вып. 2, Л., с. 129—135.
- ОРВИКУ К. К. (мл.): 1974. Морские берега Эстонии. Изд. АН Эст. ССР, Таллин.
- СУЗДАЛЬСКИЙ О. В.: 1974. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей. В сб.: Геология моря. НИИГА, вып. 3, Л.
- ШУЙСКИЙ Ю. Д.: 1978. О подводной абразии в верхней части шельфа северо-западного района Черного моря. В сб.: Геоморфология и палеогеография шельфа. Изд. «Наука», М.
- BRUUN P.: 1954. Coast erosion and the development of beach profiles. B. E. V. Techn. Memor., v. 44.
- BYRNE J. V.: 1963. Coastal erosion, northern Oregon. Essays marine Geol. honor K. O. Emery, Univ. South. Calif. Press, Los Angeles.
- KIRK R. M.: 1977. Rates and forms of erosion on intertidal platforms at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. N. Z. Journal Geol. and Geophys., v. 20, No 3.
- RUDBERGS S.: 1967. The cliff coast of Golland and the rate of cliff retreat. Geogr. ann., A-49, No 2—4.
- SHUISKY Yu. D., SCHWARTZ M. L.: 1980a. Influence of Beaches on Development of coastal erosion slopes in the Northwestern part of the Black Sea. Shore & Beach, v. 48, No 4.
- SHUISKY Yu. D., SCHWARTZ M. L.: 1980b. Processes of development of eroding and slumping shores on the Black Sea coast. Shore & Beach, v. 48, No 3.
- SUNAMURA Ts.: 1977. A relationship between wave induced cliff erosion and erosive force of waves. Journ. Geol., v. 85, No 5.
- ZENKOVICH V. P., 1967. Processes of Coastal Development. London.

ABRASIONAL PROCESSES OF THE SUBMARINE SLOPE WITHIN EASTERN PART OF THE BALTIC SEA

Yu. D. SHUISKY

ABSTRACT

Rates of the submarine slope abrasion were fixed within the Latvian and Lithuanian parts of the Baltic Sea coastal zone represented by clayey benches. Research data from the Black, Azov, North, East-Siberian and Chukchee Seas were compared with the Baltic Sea results in the areas, where the submarine shore slopes consist of clayey deposits too. The analysis of obtained results show that clayey benches are subjected to abrasion in average up to 0.05—0.10 m/year, limestone and sandstone benches up to 0.01—0.02 m/year and those made of crystalline rocks — 0.005 m/year.

The abrasion rates of the submarine shore slope were calculated according to the formula:

$$I_h = (W_a \cdot i_n) \pm \Delta K_y$$

when: I_h — rates of the submarine slope abrasion;
 W_a — rates of the cliff retreat, m/year;
 i_n — inclination of submarine slope from shoreline to the depth n in coastal zone;
 ΔK_y — increase of relative oscillations of sea level during period of the bench forming.

НОВЫЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ДИАГРАММ ДРЕВНЕБЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ МОРЯ

(ретрокинематический анализ)

В. ГУДЕЛИС, Вильнюс

Диаграммы древнебереговых линий морей и океанов представляют возможность определения суммарной величины перемещения той или другой береговой линии, характера их деформации, т. е. дислокации (наклон, изгиб и т. п.). На основе этих данных устанавливалась средняя скорость движений земной коры и другие характеристики. Наиболее распространенными и пригодными для этой цели являются т. н. дистанционные диаграммы (Donner, 1965). На оси ординат этой диаграммы показываются высотные положения, считая от современного уровня моря береговых линий, а на оси абсциссе — расстояние. Такая диаграмма является своеобразным разрезом вдоль плоскости, перпендикулярной к изобазовой поверхности. Естественно, наклон береговых линий зависит от соотношения вертикального и горизонтального масштабов диаграммы, однако сохраняет относительную соизмеримость в данном спектре береговых линий. Диаграммы древнебереговых линий являются приближенным и обобщенным отображением пространственного размещения этих образований в природных условиях. От точности составления диаграмм и датирования отдельных береговых линий зависит правильность и достоверность извлекаемой из них информации.

Мы попытались на основе дистанционной диаграммы найти способ установления суммарной величины поднятия или опускания той или другой береговой линии, а тем самым из полученной величины вычислить тектоническую (включая гляцио- и гидроизостазию) и эвстатическую слагаемые. Это предоставило нам возможность в свою очередь рассчитать конкретные осредненные скорости движений земной коры для определенных отрезков времени и реконструировать направление (знак) вертикальных движений вдоль оси поднятия, т. е. по линии, перпендикулярной к плану изобаз.

Для примера анализа была использована диаграмма древнебереговых линий Эстонии, составленная Х. Кессел (Ряста) (рис. 1).

В своих рассуждениях мы исходили из следующих соображений:

1. Если любая береговая линия приподнята или опущена по отношению к современному уровню моря на одну и ту же величину, т. е. она является параллельной линии (урезу) моря, это говорит о том, что произошло **равномерное** поднятие земной коры или понижение уровня моря. Однако береговые линии горизонтального простирания встречаются редко, и они относятся к наиболее молодым береговым образованиям.

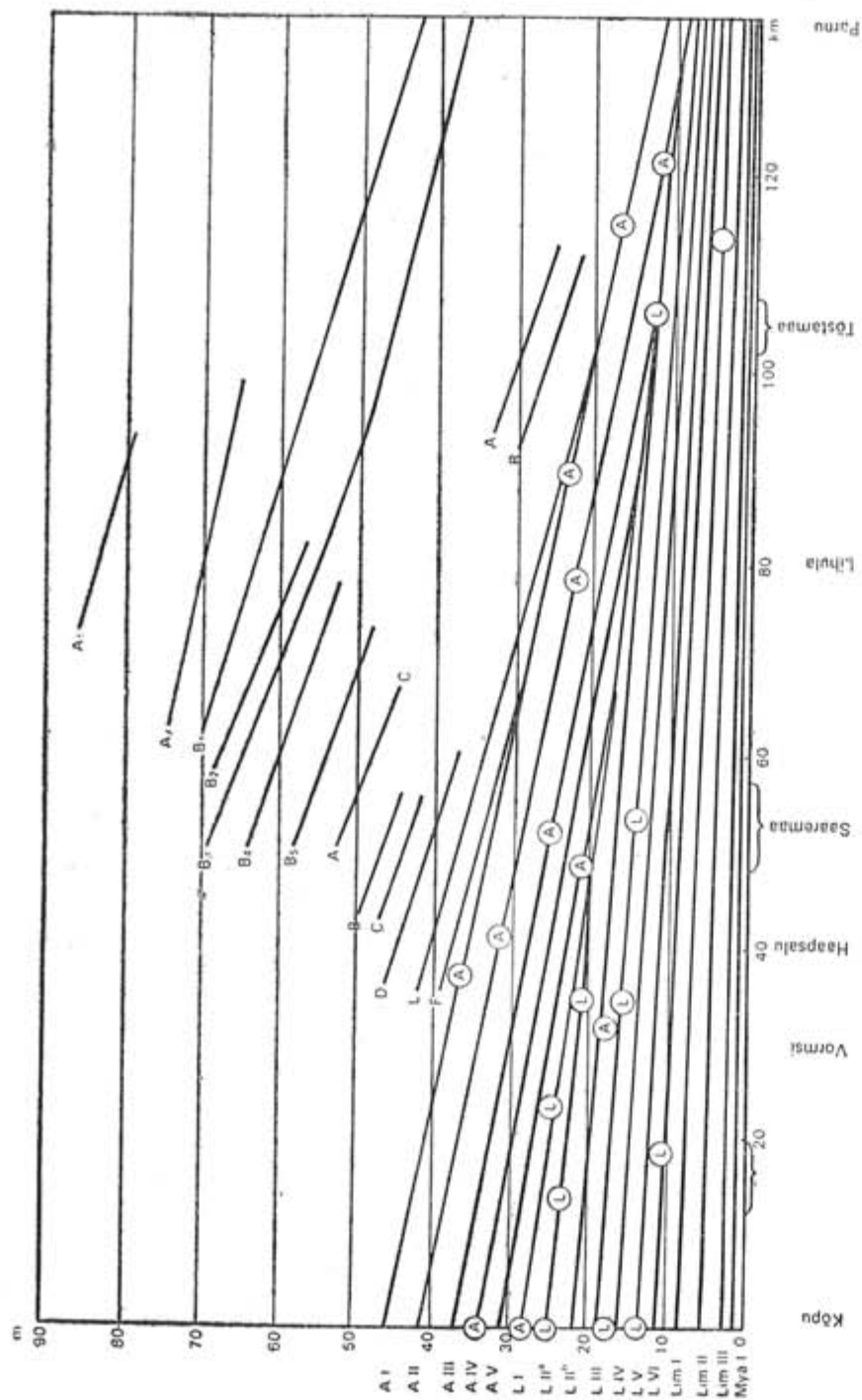


Рис. 1. Диаграмма древнебереговых линий Эстонии [по Х. Ряста (Кескел), 1961]

2. Как правило, древнебереговые линии бывают **наклоненными**. Угол наклона разный для отдельных береговых линий или целых их серий (рис. 1). Это говорит о различной скорости поднятия или опускания той или другой береговой линии, вдоль ее простираения, т. е. о различном размахе поднятия или опускания земной коры. Это, в свою очередь, дает основание придти к заключению, что величина наклона любой береговой линии на любом расстоянии между точками, скажем А и В, является **суммарной** величиной движения **земной коры**.

Допустим, что данная береговая линия в точке А поднята на абс. высоту 40 м, а в точке В — 10 м. Расстояние между точками — 100 км. Разница между абс. высотой этих точек получается 30 м. Это и является суммарной величиной поднятия земной коры в **точке А** относительно точки В за весь период времени, истекший от момента образования этой береговой линии, скажем, 9000 лет. Зная возраст береговой линии и суммарную величину поднятия, можно легко рассчитать среднюю скорость поднятия. Так как в точке А данная береговая линия находится на абс. высоте 40 м, а полученная амплитуда поднятия земной коры составляет 30 м, то остальные 10 м должны соответствовать суммарной величине эвстатических колебаний.

Таким образом, мы можем таким путем на любом отрезке диаграммы (в точках А и В) расчленить суммарную величину перемещения древнебереговой линии на тектоническую (в широком смысле) и эвстатическую компоненты в точке А по отношению к точке В. Понятно, что это относится только к **прямолинейным** наклоненным береговым линиям. В случае отсутствия перегиба в простираении береговой линии, а это имеет место, приходится воспользоваться дополнительными приемами вычисления.

Как известно, нулевая изобазы или т. н. шарнирная линия по отношению к современному уровню моря отделяет область поднятия от относительного или абсолютного погружения. Нулевая изобазы каждой древнебереговой линии находится в другом, иногда далеко отдаленном месте. В областях преобладающего поднятия все береговые линии бывают приподнятыми. Одни береговые линии прослеживаются на большом расстоянии, другие, наоборот, развиты на ограниченных участках (рис. 1). Одновременно с перемещением во времени и пространстве отдельных нулевых изолиний имело место и изменение азимута оси поднятия земной коры.

Кроме того, во многих местах более древние береговые линии пересекаются более молодыми и «исчезают» в рельефе.

Таким образом, нулевая изобазы любой береговой линии является нулевой точкой отчета ее тектонического перекося, т. е. поднятия или опускания.

Предложенный нами (Гуделис, 1956) т. н. клинометрический анализ диаграмм древнебереговых линий позволил проследить ретроспективно во времени относительные изменения углов наклона древнебереговых линий, а тем самым раскрыть изменение знака и относительной амплитуды движений земной коры (рис. 2). Используя тот же принцип, мы попытались восстановить картину движений земной коры (амплитуда, направление (знак), градиент поднятия и др.). Подобный анализ диаграмм мы назвали **ретрокинематическим**, а на основе полученных данных составленные таблицы или графики — ретрограммами.

Суть ретрокинематического анализа сводится к следующему: для определенной территории (в данном случае Эстонской ССР от пос. Кыпу на о. Хиума до границы с Латвийской ССР) выбираются маркирующие, точно определенные и датированные древнебереговые линии (В1,

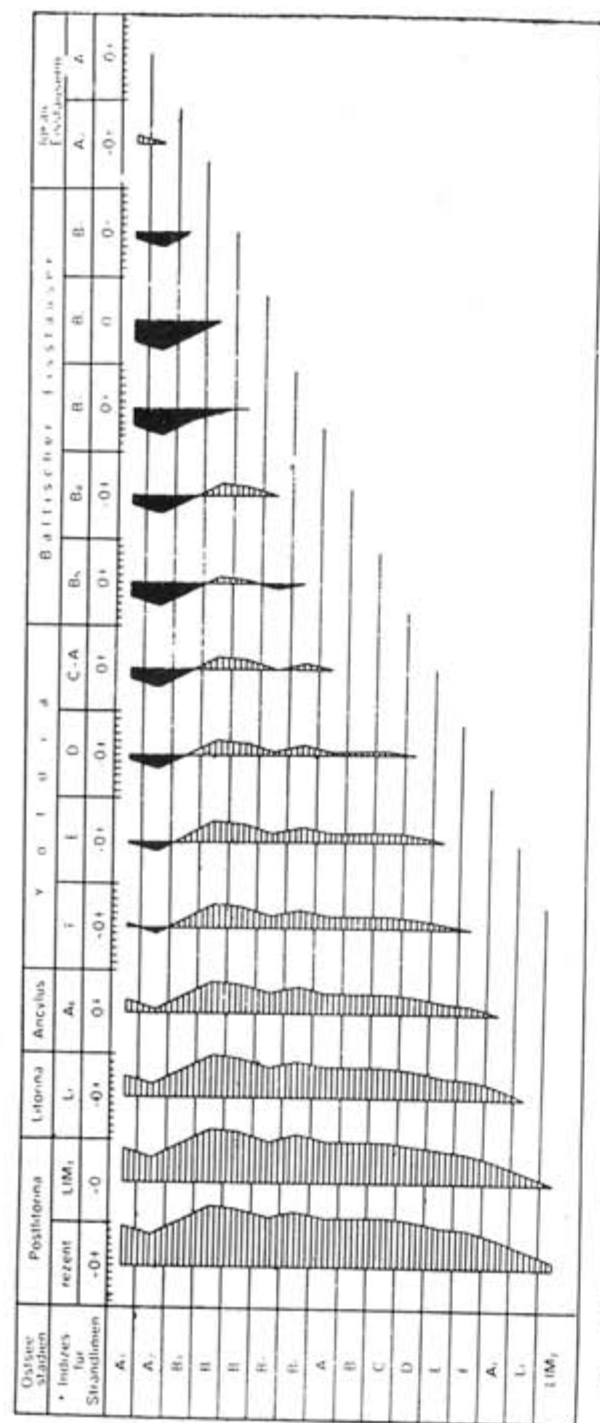


Рис. 2. Клинографические спектры древнебереговых линий Эстонии, составленные автором по диаграмме Х. Ряста, 1961

Таблица 1

Ретрограммы, показывающие развитие движений земной коры и суммарное вертикальное перемещение береговой линии в поздне-последледниковое время на полуострове Кыпу, о. Хиума, СЗ Эстония

Индекс	Сов. абс. высота м NN	Суммарное тектоническое поднятие м	Эвстатический компонент м	Ретрограмма сум. тектонического перемещения береговой линии					Ретрограмма суммарного перемещения береговой линии						
				+41	+34	+19	+1	+4	+14	+76	+63	+49	+31	+26	+6
VI	+76	41	35	+41	+34	+19	+1	+4	+14	+76	+63	+49	+31	+26	+6
VIII	+70	35	35	+35	+28	+13	-5	+10	±0	+70	+57	+43	+25	+20	±0
VI	+50	45	5	+45	+38	+23	+5	±0		+50	+37	+23	+5	±0	
AI	+45	40	5	+40	+33	+18				+45	+32	+18			
LI	+27	22	5	+22	+15	±0				+27	+14	±0			
LimI	+13	7	6	+7	±0					+13	±0				
NN				±0						±0					

VIII, У и др.). Затем вышеуказанным способом вычисляются суммарные амплитуды тектонического и эвстатического слагаемых для точки А (Кыпу) относительно точки В (к северу от границы с Латвийской ССР). Следует еще раз напомнить, что данные анализа относятся не ко всей рассматриваемой территории, а только к пункту А, т. е. полуострову Кыпу.

Анализ производится следующим образом: желая установить суммарную амплитуду тектонического смещения к определенному времени прошлого, т. е. ретроспективно, элиминируется величина тектонического поднятия более молодой береговой линии от величины тектонического поднятия (а не общего перемещения береговой линии) следующей более древней (высшей) береговой линии и т. д. Например, стремясь установить, насколько была тектонически приподнята береговая линия LI во время, когда формировалась береговая линия LimI, мы отнимаем от последней величину суммарного поднятия LI (22 м) и получаем +15 м (табл. 1). Настоятельно **тектонически** была приподнята эта береговая линия в момент образования линии LimI.

Последовательно проделывая такую несложную арифметическую операцию со всеми более древними береговыми линиями, мы можем определить не только амплитуду суммарного перемещения береговой линии в целом, но и амплитуду тектонического подъема в частности (табл. 1). Анализ показал, что до времени образования иольдиевой береговой линии, т. е. в позднеледниковом периоде, на о. Хиума, как, по-видимому, и на всей территории СЗ Эстонии, имело место сложная осциляция тектонических (гляциоизостатических) движений, о чем свидетельствуют результаты клинометрического анализа (рис. 2) и другие данные (Гуделис, 1960, 1961, 1973; Gudelis, 1961, 1962, 1978, 1979). Крупная инверсия движений земной коры наступила в интервале между образованием береговых линий VI и VIII, т. е. 10 900—10 400 лет. т. н. Эта гляциоизостатическая осциляция была вызвана движением края ледника (Гуделис, 1957, 1960). Судя по градиентам скорости вертикальных движений, в то время опускание земной коры происходило в 6 раз быстрее современного поднятия (+2 мм/год).

Данные ретрограммы (табл. 2) свидетельствуют также о том, что значительное оживление движений земной коры в Эстонии наступило в переходное время от стадии Иольдия к стадии Анцилюс, что было нами отмечено раньше (Гуделис, 1961, 1973).

Таблица 2

Величины суммарного вертикального перемещения береговой линии, движений земной коры, эвстатических колебаний, а также осредненные градиенты скорости поднятия на полуострове Кыпу, о. Хиума, СЗ Эстония.

А — Средняя скорость поднятия в течение всего соответствующего интервала времени, В — средняя скорость поднятия в течение 500 лет. В данном случае в целях сопоставимости взят минимальный промежуток времени В1-В3.

Береговые линии	Возраст $\times 10^3$ лет	Суммарная величина перемещения береговой линии (абс. высота) м	Величина сум. поднятия земной коры (тектонический компонент) м	Величина сум. эффекта эвстатических колебаний м	Величина тектонического подъема в соответствующем интервале времени м	Градиент сред. скорости поднятия земной коры мм/год		Градиент средней скорости суммарного перемещения береговой линии мм/год
						А	В	
В1	10,9	76	41	35	В111-В1	12,0	12,0	12,0
В111	10,4	70	35	35	У1-В111	12,5	20,0	25,0
У1	9,6	50	45	5	А1-У1	3,8	10,0	3,8
А1	8,3	45	40	5	Л1-А1	2,1	36,0	7,8
Л1	6,0	27	22	5	Lim1-Л1	2,3	30,0	6,6
Lim1	3,9	13	7	6	NN-Lim1	1,7	14,0	3,3
NN	0	0					2,0	

Как видно из табл. 2, наибольшая амплитуда поднятия характерна для промежутка времени между образованием береговых линий А1 и Л1, т. е. для бореального периода, когда в течение примерно 1400 лет суммарное поднятие достигло 18 м. Эвстатические колебания наиболь-

Таблица 3

Современные абс. отметки береговых линий Восточной Прибалтики в метрах

Вид	у	Апсмах	Литмах	Пункт
+70	+50	+45	+27	Кыпу
+50	-5	+15	+13	Вентспилс
+28	-30	+12	+8	Лиепая
+10	-40	+2	+5	Паланга
-13	-60	-8	± 0	Нида
-21	-70	-15	-3	Таран
-32	-90	-24	-7	Гданьск

Таблица 4

Градиенты наклона береговых линий

Индексы береговых линий	Градиент уклона Кыпу—Вентспилс см/км (160 км)	Градиент уклона Кыпу—Паланга см/км (320 км)	Экстраполяционные абс. отметки в Гданьской бухте
В111	12,5	18,6	-31 м — 32 м
У	34,5	29,6	-90 м — 95 м
Апс	18,7	15,3	-23 м — 24 м
Лит	8,7	6,8	-7 м — 8 м

шую роль играли во время Балтийского ледникового озера. Уменьшенные роли эвстатических колебаний во время Иольдиевого моря и Анцилового озера следует объяснять, на наш взгляд, превосходством в скорости поднятия земной коры. Эвстатические колебания в позднеледниковое время почти в 7 раз превышают эвстатические движения, имевшие место в послеледниковом периоде (табл. 2).

Таким образом, информация, извлекаемая из дистанционных диаграмм морских древнебереговых линий путем применения клинографического и ретрокинематического анализов, открывает новые возможности расчленения суммарной амплитуды вертикального перемещения береговой линии на тектоническую (в широком смысле) и эвстатическую компоненты, а также прослеживания знака, скорости и амплитуды движений изучаемой территории на протяжении фиксируемого береговыми линиями интервала времени.

В заключение следует отметить, что градиенты наклона (см/км) береговых линий, вычисленные на основе конкретных данных высотного положения одновозрастных береговых линий, предоставляют возможность путем экстраполяции прогнозировать возможное их местоположение на суше и под водой, на дне моря. Этот расчет основан на допущении, что береговые линии являются прямолинейными и отличаются тем же градиентом наклона последних. Осредненный градиент наклона рекомендуем вычислять по возможно более длинному отрезку одновозрастной береговой линии.

Пример такого подсчета представлен в табл. 3 и 4.

Как подчеркивалось выше, экстраполяция производится при условии прямолинейного, т. е. ненарушенного простираения береговой линии. Однако мы должны считаться с фактом возможного нарушения такого простираения в результате тектонических дислокаций (сбросы, шарнирные линии), которые установлены для береговых линий позднепослеледниковья в Эстонии и Латвии. Поэтому экстраполяционные данные для прогнозирования возможного местоположения соответствующих береговых линий в неизученных районах могут быть использованы в качестве поисковых-ориентировочных данных.

ЛИТЕРАТУРА

- ГУДЕЛИС, В.: 1957. Определение характера движений земной коры по эпейрогеническим спектрам древнебереговых линий (клинометрический анализ). Тр. АН Литовской ССР, Б, 1, Вильнюс.
- ГУДЕЛИС, В.: 1960. О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации. Мат. совещания по неотектоническим движениям. Тарту.
- ГУДЕЛИС, В.: 1961. Неотектонические движения на территории Восточной Прибалтики. Мат. ком. по изучению четвер. периода, т. 2, Москва.
- ГУДЕЛИС, В.: 1973. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Изд. «Минтис». Вильнюс.
- DONNER, J.: 1965. Shore-line diagrams in finnish Quaternary research. Baltica, vol. 2, Vilnius.
- GUDELIS, V.: 1961. Latest and recent earth's crust movements and the morphology of the sea coast of the East Baltic area. Bulletin Geodésique, No 62, Paris.
- GUDELIS, V.: 1962. Results of investigations of recent vertical displacement of the earth's crust in the Baltic Region some problems of methodical character. I Intern. symposium über rezente Erdkrustenbewegungen. Akademie Verlag, Berlin.
- GUDELIS, V.: 1978. Alte Strandlinien der Ostsee im ostbaltischen Raum und die praktische Auswertung der Ergebnisse ihrer Untersuchung. Petermanns Geographische Mitteilungen, H. 2. Gotha/Leipzig.
- GUDELIS, V.: 1979. Lithuania. In: V. Gudelis and L. K. Königsson (Eds.). Quaternary history of the Baltic. Uppsala.

A NEW METHOD OF MARINE SHORELINE DIAGRAM STUDY
(Retrocinematic analysis)

by

V. GUDELIS

ABSTRACT

The author suggested a new so-called retrocinematic analysis for studying shoreline distant diagrams. This method gives a possibility for differentiation of the total vertical displacement of shoreline in tectonic (crustal movements) and eustatic components as well as reconstruction of crustal movements rate during corresponding intervals of late- and post-glacial time. For this aim shoreline diagram of Estonia is used. On the ground of the analysis data it is possible to characterize the range of crustal uplift, the gradient of mean movements velocity, changes of the crustal movements sign etc. The use of data derived from so-called clinometrical analysis of shoreline diagrams proposed by the author about 27 years ago permitted to understand better the character of crustal movements. Quantative records of retrocinematic analysis are, of course, relative and restricted to the area, represented by corresponding shoreline diagram. The procedure of retrocinematic analysis is being discussed in the article in detail.

ERRATA — ОПЕЧАТКИ

Page	Line		Printed	Correct
	From the top	From the bottom		
6	4		Geochemistry	Geochemistry
7	13		Eustatic	Eustatik
7		15	south-easter	south-eastern
7		8	holozenen	holozänen
16		7	nordostlichen	nordöstlichen
16		2	Küstengebietet	Küstengebietet
85		2	swenette	švietle
103		15	zalewow	zalewów
217		3	correctrons	corrections
235		10	distingushed	distingueshed
237	13	6	countered	contoured
240	7		уровня от момента наклона	уровню с момента уклона

Captions to the Fig. 3 (p. 166) and Fig. 4 (pp. 168—169) should be changed.

ERRATA — ОПЕЧАТКИ

Page	Line		Printed	Correct
	From the top	From the bottom		
6	4		Geochemistry	Geochemistry
7	13		Eustatic	Eustatik
7		15	south-easter	south-eastern
7		8	holozenen	holozänen
7		7	nordostlichen	nordöstlichen
16		2	Küstengebietet	Küstengebietet
16		2	swenette	švietle
85		15	zalewow	zalewów
103		3	correctrons	corrections
217		10	distingushed	distingueshed
235		6	countered	contoured
237	13		уровня	уровню
240	7		от момента наклона	с момента уклона

Captions to the Fig. 3 (p. 166) and Fig. 4 (pp. 168—169) should be changed.

Подписано в печать 9.11.1983 г. ЛВ 07914. Тираж 600 экз.
Бумага типографская № 1. Формат бумаги 70×108^{1/16}. 21,35
печ. листов+2 вклейки 0,5 л. Цена 3 руб. 10 коп.

Отпечатано в типографии им. М. Шумаускаса, Вильнюс,
ул. Страздялэ 1. Заказ № 3655