



1974

5

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

# BALTICA

5

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

*Editor: V. GUDELIS*

VII NIUS—1974

АКАДЕМИЯ НАУК ЛИТОВСКОЙ ССР  
ОТДЕЛ ГЕОГРАФИИ  
СОВЕТСКАЯ СЕКЦИЯ ИНКВА

# BALTICA

5

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

*Редактор В. К. ГУДЕЛИС*

ВИЛЬНИУС—1974

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER LITAUISCHEN SSR  
GEOGRAPHISCHE ABTEILUNG  
SOWJETISCHE SEKTION INQUA

# BALTICA

5

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

*Redakteur: V. GUDELIS*

VILNIUS—1974

LIETUVOS TSR MOKSLŲ AKADEMIJA  
GEOGRAFIJOS SKYRIUS  
INQUA TARYBINĖ SEKCIJA

# BALTICA

5

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

*Redaktorius: V. GUDELIS*

VILNIUS—1974

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ БАЛТИЙСКОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ  
 GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY OF THE BALTIC AND BLACK SEAS  
 GEOLOGIE UND GEOMORPHOLOGIE DER OSTSEE UND DES SZWARZEN MEERES  
 BALTIJOS IR JUODOSIOS Jūros GEOLOGIJA IR GEOMORFOLOGIJA

УДК : 551.417; 551.46; 551.79

В данном издании, кроме материалов, касающихся непосредственно Балтийского моря, помещен ряд статей-докладов, зачитанных во время I-го международного симпозиума по изучению развития Балтийского и Черного морей в позднечетвертичное время, который состоялся в Вильнюсе, в декабре 1971 г.

В этом томе помещены статьи касаются вопросов геологического строения, развития и геоморфологии дна Балтийского и Черного морей, стратиграфии и палеогеографии позднечетвертичных отложений и методов их изучения. Много внимания уделено хроностратиграфическим и палеогеографическим сопоставлениям истории развития Балтийского, Северного и Черного морей.

Адрес редакции: Литовская ССР, Вильнюс, ул. К. Пожелос 54, Отдел географии АН Литовской ССР

Editor's address: Department of Geography, Academy of Sciences of the Lithuanian SSR, "Baltica", the Editor, Vilnius, K. Požėlos 54, Lietuvos TSR, Lithuanian SSR

# BALTICA

## CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ — INHALT

<i>KOLP O.:</i>	Submarine Uferterrassen in der südlichen Ost- und Nordsee als Marken eines stufenweise erfolgten holozänen Meeressanstiegs .....	11
<i>КОЛЬП О.:</i>	Подводные береговые террасы Южной Балтики и Северного моря как показатели скачкообразного поднятия уровня моря в голоцене .....	40
<i>МАРКОВ К. К.:</i>	Закономерности колебаний уровней водоемов .....	41
<i>MARKOV K. K.:</i>	Some regularities of water level fluctuations in the basins .....	45
<i>СУЕТОВА И. А.:</i>	Количественная оценка амплитуд гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий Океана .....	47
<i>SUYETOVA I. A.:</i>	Calculation of glacioeustatic fluctuations of the Ocean level .....	54
<i>MÖRNER N.-A., PHILIP A.:</i>	Gotland during the Late Weichselian .....	55
<i>МЕРНЕР Н.-А., ФИЛИП А.:</i>	Готланд в позднечетвертичное время .....	69
<i>КАБАЙЛЕНЕ М. В.:</i>	О характере трансгрессии и особенностях флоры диатомовых Литоринового моря на территории Юго-Восточной Прибалтики .....	71
<i>КАВАЙЛИЕНЕ М.:</i>	On the character of transgression and diatoms flora peculiarities of the Litorina Sea on the territory of the South-Eastern Baltic area .....	77
<i>ДАНИЛОВ И. Д.:</i>	К характеристике морских позднечетвертично-голоценовых отложений Прибалтики .....	79
<i>DANILOV I. D.:</i>	An approach to the characteristics of the marine Late-Pleistocene and Holocene deposits of the East Baltic Area .....	87
<i>ВЕЙНБЕРГС И., ГРИНБЕРГС Э., ДАНИЛАНС И., УЛЬСТ В.:</i>	Поздне- и послеледниковая история Балтики по материалам изучения латвийского побережья .....	89
<i>VEINBERGS I., GRINBERGS E., DANILANS I., ULST V.:</i>	Die spät- und nacheiszeitliche Geschichte der Ostsee auf Grund der Forschungen an der lettischen Küste .....	93
<i>ЗНАМЕНСКАЯ О. М., ЧЕРЕМИСИНОВА Е. А.:</i>	Развитие бассейнов восточной части Финского залива в поздне- и послеледниковое время .....	95
<i>ZNAMENSKAYA O. M., TCHEREMISINOVA E. A.:</i>	Development of the water basins in the eastern part of the Gulf of Finland during the Late- and Postglacial times .....	104
<i>БИСКЭ Г. С., ЛАК Г. Ц., ЭКМАН И. М.:</i>	К проблеме позднеледникового Беломорско-Балтийского морского соединения .....	105
<i>BISKE G. S., LAK G. C., EKMAN I. M.:</i>	On the problem of the Lateglacial White-Baltic Sea connection .....	112
<i>ЛУКОШЯВИЧЮС Л. С., ГУДЕЛИС В. К.:</i>	Субаквальные поздне- и послеледниковые древнебереговые образования юго-восточного сектора Балтийского моря .....	113
<i>LUKOSEVICIUS L., GUDELIS V.:</i>	The subaqueous Late- and Postglacial shorelines in the south-eastern area of the Baltic Sea .....	118



<i>БЛАЖЧИШИН А. И., ДАВЫДОВА Н. Н., КВАСОВ Д. Д., ХОМУТОВА В. И.:</i> Спорово-пыльцевой и диатомовый анализ четырех колонок донных отложений южной и центральной Балтики .....	119	<i>NEVESKAYA L. A.:</i> Results of investigation of some deep sea cores taken from the central part of the Black Sea .....	233
<i>BLASHCHISHIN A. I., DAVIDOVA N. N., KVASOV D. D., KHOMUTOVA N. I.:</i> Pollen and diatom analysis of 4 bottom sediment cores from the southern and central Baltic .....	126	<i>ПАЗЮК Л. И., РЫЧКОВСКАЯ Н. И., САМСОНОВ А. И., ТКАЧЕНКО Г. Г., ЯЦКО И. Я.:</i> История северо-западной окраины Черного моря в свете новых данных по стратиграфии и литологии плиоплейстоценовых пород дна района Каркинитского залива .....	235
<i>ЛИТВИН В. М., САГАЛЕВИЧ А. М., СВИРИДОВ Н. И., ШЕХВАТОВ Б. В.:</i> Строение осадочной толщи и развитие рельефа дна Балтийского моря по данным непрерывного сейсмопрофилирования .....	127	<i>PAZYUK L. I., RYCHKOVSKAYA N. I., SAMSONOV A. I., TKACHENKO G. G., YATZKO I. Ya.:</i> History of the Black Sea northwestern area due to the new information on stratigraphy and lithology of the Plio-Pleistocene of the Karkanit Bay bottom .....	240
<i>LITVIN V. M., SAGALEVICH A. M., SVIRIDOV N. I., SHEKHVATOV B. V.:</i> The sedimentary strata structure and development of the Baltic Sea bottom relief on continuous seismic profiling data .....	136	<i>КУПЧИН П. И., ЩЕРБАКОВ Ф. А., МОРГУНОВ Ю. Г.:</i> Корреляция разрезов, возраст и распределение мощностей позднечетвертичных осадков на континентальной террасе Черного моря .....	241
<i>ГАЙГАЛАС А.:</i> Значение эксарации в развитии ложа Балтийского моря в голоцене .....	137	<i>КУПРИН П. Н., ШШЕРБАКОВ Ф. А., МОРГУНОВ Ю. Г.:</i> Correlation, age and distribution of the Postglacial continental terrace sediments of the Black Sea .....	248
<i>GAIGALAS A.:</i> Significance of the exaration effect on the bottom of the Baltic Sea in Pleistocene .....	145	<i>ШИМКУС К. М., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.:</i> Некоторые черты палеогеографии и глубоководного осадкообразования в Черном море в позднечетвертичное время .....	251
<i>ДОЛУХАНОВ П. М.:</i> Последлениковая история балтийского бассейна и ритмостратиграфия .....	147	<i>SIMKUS K. M., EMELJANOV E. M.:</i> Some features of paleogeography and deep sea sedimentation of the Black Sea during the Late-Quaternary .....	263
<i>DOLUKHANOV P. M.:</i> Post-glacial history of the Baltic Sea and the rythmostratigraphy of the Holocene .....	152	<i>ИВАНОВ Г. И., ИЩЕНКО Л. В.:</i> Новые данные о развитии шельфа северо-западного района Черного моря в голоцене .....	265
<i>БЛАЖЧИШИН А. И.:</i> Формирование осадочной толщи глубоководных впадин Балтийского моря в позднечетвертичное время .....	153	<i>IVANOV G. I., ISCHENKO L. V.:</i> New data of the shelf development in the north-eastern region of the Black Sea in Holocene .....	273
<i>BLASHCHISHIN A. I.:</i> Formation of the sedimentary strata in the Baltic deep-sea basins during the Late Quaternary .....	162	<i>ХРУСТАЛЕВ Ю. П.:</i> История развития Азовского моря в позднечетвертичное время .....	275
<i>ОРВИКУ К. К. м.л.:</i> Использование результатов исследования геологии современных берегов при выяснении истории Балтийского моря .....	163	<i>KHRUSTALEV Y. P.:</i> History of development of the Azov Sea in Late Quaternary period .....	280
<i>ORVIKU K. jun.:</i> Application of the results of researches into the geology of the contemporary shores in the elucidation of the history of the Baltic Sea .....	169	<i>НЕВЕССКИЙ Е. Н., МЕДВЕДЕВ В. С.:</i> Сравнительные аспекты осадкообразования на Черном и Белом морях в голоцене .....	281
<i>ОСТРОВСКИЙ А. Б.:</i> Палеогеографические критерии корреляции основных этапов новейшей геологической истории внутриконтинентальных бассейнов, .....	171	<i>NEVESSKY E. N., MEDVEDEV V. S.:</i> Comparative features of holocene sedimentation in the Black and White Seas .....	291
<i>OSTROVSKY A. B.:</i> Paleogeographical criteria of the correlation of principal stages of the recent geological history of intercontinental seas .....	179		
<i>БЛАГОВОЛИН Н. С., ДЕВИРЦ А. Л., ЛИЛИЕНБЕРГ Д. А., СЕРЕБРЯНЫЙ Л. Р.:</i> Опыт сопоставления молодых морских террас Балтики и Понто-Каспия по геолого-геоморфологическим и радиохронметрическим данным .....	181		
<i>BLAGOVOLIN N. S., DEVIRTS A. L., LILIENBERG D. A., SEREBRYANNY L. R.:</i> Tentative correlation of young marine terraces of the Baltic and Ponto-Caspian regions on the base of geological, geomorphological and radiocarbon data .....	203		
<i>ЦЕРЕТЕЛИ Д. В.:</i> Сопоставление последлениковой (голоценовой) истории развития черноморского и балтийского бассейнов .....	205		
<i>TSERETELI D. V.:</i> Comparison of the Post-Glacial (Holocene) history of development of the Black and Baltic Sea basins .....	211		
<i>ЛИЛИЕНБЕРГ Д. А.:</i> Formation problems of the south-western coast of the Black Sea during the Holocene .....	213		
<i>ЛИЛИЕНБЕРГ Д. А.:</i> Вопросы формирования Юго-Восточного побережья Черного моря в голоцене .....	219		
<i>ФЕДОРОВ П. В.:</i> Позднечетвертичная история Черного моря .....	221		
<i>FEDOROV P. V.:</i> Late-Quaternary history of the Black Sea .....	227		
<i>НЕВЕССКАЯ Л. А.:</i> Результаты изучения нескольких колонок донных отложений из глубоководной части Черного моря .....	229		

## SUBMARINE UFER TERRASSEN IN DER SÜDLICHEN OST- UND NORDSEE ALS MARKEN EINES STUFENWEISE ERFOLGTEN HOLOZÄNEN MEERESANSTIEGS

von OTTO KOLP, Warnemünde

### Einleitung

Die Entwicklungsgeschichte der Ostsee galt seit den letzten Jahrzehnten des vergangenen Jahrhunderts vor allem in den nordischen Ländern als ein zentrales Problem. Mit der Ausdehnung geologischer Aufnahmen auf den marinen Bereich ergaben sich neue Möglichkeiten für die weitere Erforschung der Geschichte dieses Meeres, an der nunmehr Wissenschaftler aller Anliegerstaaten beteiligt sind.

Seit 1960 durch das Institut für Meereskunde Warnemünde systematisch betriebene Echlotungen und Sedimentprobenentnahmen mit Vibrationsstechrohren führten zur Entdeckung alter Uferzonen meist brackischer Gewässer, die sich am Rande der mit Schlick bedeckten Mulden der südlichen Teile der Ost- und Nordsee erstreckten und nur in ganz bestimmten Tiefen zu finden waren. Damit konnte das paläogeographische Bild für jene Gebiete abgerundet werden, die der Forschung bisher nicht zugänglich waren.

In der Ostsee ergaben sich Anhaltspunkte für die Phasen des baltischen Yoldia-Meeres, des Echeneis-Meeres, des Ancylus-Sees, des Mastogloia-Meeres und des Litorina-Meeres.

Dabei ist zu erwähnen, daß die Zuordnung der am Südwestrand des Arkona Beckens in 45 m Tiefe gelegenen Terrasse anfänglich Schwierigkeiten bereitete, die dazu führten, daß die Untersuchungen auf die in der südlichen Nordsee weit verbreitete, ebenfalls in 45 m Tiefe gelegene Terrasse ausgedehnt wurden. Die dort mögliche zeitliche Einstufung ließ sich wegen des Kommunizierens der Ost- und Nordsee während der Echeneis-Phase auf die 45 m — Terrasse des Arkona Beckens übertragen.

Die Uferterrassen in der Börnholm Mulde (–60 m NN), am Südwestrande des Arkona Beckens sowie am Rande der in der Nordsee südlich der Dogger Bank gelegenen Mulde (–45 m NN), in der Mecklenburger Bucht (–30 m und –24 m NN), am Rande der Barßer Schwelle (–19 m NN) und im Greifswalder Bodden (–13 m NN) waren an Hand brackischer und limnischer Sedimente zu verfolgen.

An alten Außenküsten kamen teils submarine Geschiebemergelkliffs, Strandterrassen mit Geröllbedeckung, Dünenkomplexe und fossile Schwermineralseifen als Indikatoren des einstigen Verlaufs der Uferlinie hinzu.

Es ist ein besonderes Anliegen dieser Arbeit, dem Leser einige Beispiele typischer Sedimentfolgen vor Augen zu führen, um das Probenmaterial einer kritischen Betrachtung zu unterwerfen.

Auf Tafel 1 sind Stechröhrkerne der südlichen Ost- und Nordsee zu erblicken. Die Serie der Ufersedimente im zentralen Teil der Mecklenburger Bucht umfaßt vom Liegenden nach dem Hangenden: Ufersand, Kalkmudde, Torfgyttja mit feinen Schluffbändern, kalkhaltigen Schluff und humosen Schluff. Die abgebildeten Nordseekerne enthalten unterschiedliche, für Uferzonen charakteristische Sedimentfolgen. Allen gemeinsam ist der häufige Wechsel von Ton- und Schlufflagen mit humosen Bändern.

Die Beurteilung von Uferhorizonten wird bisweilen dadurch erleichtert, daß sie zwischen bereits bekannten Sedimenten eingeschaltet sind wie z.B. im Arkona Becken zwischen grünlichem Schluff-Ton der Echeneis-Phase im Liegenden und subrezentem, marinem Schluff im Hangenden.

Typische Molluskenhorizonte besitzen für die Gliederung von Stechröhrkernen besondere Bedeutung. Z. B. wird der Transgressionskontakt im Bereich alter Bodden und Halfgewässer meist durch eine Molluskenbreccie von vorwiegend *Cardium* und *Mytilus* über einer Torfgyttja angedeutet. In einer Reihe von Nordseekernen schließt *Cardium*-Breccie die boreale Sedimentserie ab. Der in Nordseekernen häufige *Turritellen*horizont (Taf. 1, Kern 302) deutet die Sohle der durch Strömung und Orbitalbewegung ständig umgelagerten, obersten rezenten Sanddecke an. Schalen rezenter Mollusken gelangen in den Tälern von Megasandrrippeln auf diese Sohle und werden bei der fortschreitenden Umlagerung der Megasandrrippeln verschüttet. Die Braunfärbung der oberen Sandschicht zeugt von dauernder Sauerstoffzufuhr.

Angesichts der in Kernen vorliegenden Sedimentfolgen ist darauf hinzuweisen, daß Einzelfunde von Holz und Molluskenschalen sowie diejenigen Torfproben, die nicht im ungestörten Verband mit anderen Ufersedimenten angetroffen wurden, als unsicher bezeichnet werden müssen. Brandung und Strömung vermögen Holz, Molluskenschalen und steinzeitliche Artefakte auf weiten Strecken mitzuführen und um Höhenunterschiede von etlichen Metern zu verlagern. Es ist zu bedenken, daß für die Beurteilung des Wertes von Meeresgrundproben nicht nur die Kenntnis des Entnahmeortes, der Tiefenlage und des später festgestellten Alters genügt. Die Zuordnung zu einem bestimmten, weit zu verfolgenden Horizont und die Kenntnis des Milieus erscheinen noch wichtiger.

Als Leithorizont kann die in der südlichen Nordsee weit zu verfolgende 45 m — Terrasse angesehen werden. Dasselbe gilt für die vor der deutschen Nord- und Ostseeküste überall in 10 bis 13 m Tiefe anzutreffende *Litorina* I-Terrasse, die ein unverwechselbares Sediment aufweist, das als *Cardium*- oder *Litorina*-Klei bezeichnet wird.

Die Erörterung des eustatischen Problems setzt eine Reihe grundsätzlicher Überlegungen voraus.

Untersuchungen des postglazialen Meeresspiegelanstiegs haben nur dann einen Sinn, wenn eine Annäherung an absolute Beträge für möglich gehalten wird. Dies kann durch eine schrittweise weiter gespannte Erkundung auf See erfolgen, die sich in diejenigen Meeresgebiete begibt, die von den Zentren der noch anhaltenden isostatischen Aufwölbung am weitesten entfernt liegen. Die Untersuchungen sollten jedoch nicht von solchen Küsten ausgehen, die im Spät- und Postglazial beträchtlichen isostatischen oder tektonischen Veränderungen unterlagen.

Es ist zu berücksichtigen, daß tektonische Veränderungen im südlichen Ost- und Nordseegebiet während der letzten 10 000 im Vergleich zu eustatischen und isostatischen Veränderungen nur eine untergeordnete

Rolle spielten, während im küstennahen Bereich der westlichen Ostsee und in der Deutschen Bucht mit halokinetischen Einflüssen zu rechnen ist. Das Verfahren zielt darauf ab, daß der Meeresgrund für den Zeitraum der letzten 10 000 Jahre als quasistabil angesehen werden möchte, so daß das heutige Normalniveau des Meeresspiegels als Bezugshorizont gelten kann. Dieses Vorgehen bei der Annäherung an die absoluten Beträge des eustatischen Meeresspiegelanstiegs im Holozän erscheint nicht weniger berechtigt und erfolgversprechend als die Festlegung des Amsterdamer Pegelnullpunktes (NN), die zu vergleichbaren Messungen jüngster Meeresspiegelschwankungen an der Nord- und Ostseeküste führte.

Untersuchungen im Ostseeraum werden dadurch begünstigt, daß weite Bereiche des einstigen Meeresgrundes in den nördlichen Ostseeländern über den heutigen Meeresspiegel gehoben sind, so daß genauere Untersuchungen der Strandlinienverschiebungen z. B. im östlichen Mittelschweden und Südwestfinland vorliegen. Die auf dem Festland und am Meeresgrund erzielten Ergebnisse bestätigen einander.

Die deutlich ausgebildeten submarinen Terrassen können nur bei wiederholten, längeren Halten des Meeresspiegels während kälterer Klimaabschnitte entstanden sein. Sie sind mit den präborealen Eishalten, die im Ostseeraum durch die letzten Salpausselkästadien in Erscheinung traten, den borealen Eisvorstößen der nordamerikanischen Cochrane-Phase und den aus Alaska und Kanada bekannten subborealen Gletschervorstößen des „little ice age“ in Zusammenhang zu sehen.

Während die in den von Tapfer Seifert, Jelgersma und anderen Autoren veröffentlichten Darstellungen des holozänen Meeresspiegelanstiegs durch die in bestimmten Tiefen festzustellende zeitliche Streuung der Proben der Annahme eines zeitweiligen Verharrens des Meeresspiegels entgegenkommen, erschien die den Kurven von Fairbridge & Newman (1959, 1964) zu entnehmende Behauptung, daß der Meeresspiegel niemals oder nur kurzfristig zur Ruhe gekommen wäre, nicht zutreffend.

Für die durch die letztgenannten Kurven angedeuteten Regressionen um 5 bis 8 m ergaben sich bei den Untersuchungen in der südlichen Ost- und Nordsee keine Anhaltspunkte. Jüngere Ufersedimente fanden sich stets in geringerer Meerestiefe als ältere Gyttjen und Basaltorfe. Dies galt jedoch nicht für ältere Torfe, die lange vor der marinen Überflutung in verschiedenen Niveaus gebildet wurden. Sie konnten nicht als Marken des eustatischen Meeresspiegelanstiegs angesehen werden und waren bei der Untersuchung früherer Küstenlinien am Meeresgrund auszugliedern. Das galt z.B. für die zwischen Warnemünde und Gedser am Südwestrand der Darßer Schwelle anzutreffenden älteren Torfe, die dort in fast gleichem Niveau mit atlantischen Torfgyttjen von -19 m NN gefunden wurden.

Aus demselben Grund besaßen die aus der Zeit der Landbrücke zwischen Schonen und Rügen stammenden Kiefernstubben, die vor der schwedischen Küste bei Kaseberga und Karlskrona aufgefischt wurden, für die Frage nach dem derzeitigen Spiegelstand des in der Ostseemulde vorhandenen Gewässers nur beschränkten Wert.

Innerhalb der einzelnen Uferterrassen ließen jedoch etwa gleichaltrige Sedimente eine Streuung bis zu 3 m erkennen. Z. B. fanden sich in der Uferzone des an der Wende vom Präboreal zum Boreal südlich der Dogger Bank gelegenen weiten Hafes gleichaltrige Torfgyttjen zwischen -46 m und -44 m NN. Boreale Torfgyttjen in der Mecklenburger Bucht wurden zwischen -30 m und -27 m NN angetroffen. Die frühatlantischen Gyttjen vor der Südküste Lollands liegen zwischen -25 m und -23 m NN. Der durch Torfgyttja und *Cardium*-Klei gekennzeichnete *Litorina* I-Horizont fand sich im Bereich der alten Flußmündungen und Seegatts zwi-



schen Warnemünde und Arkona sowie im Greifswalder Bodden zwischen -13 m und -10 m NN.

Die Variationsbreite bis zu 3 m wurde auf ein langsames Zurücksinken und Wiederansteigen des Meeresspiegels während einer Stagnationsphase zurückgeführt, das von finalen und initialen Pendelungen überlagert war.

Finale Pendelungen am Ende der vorangegangenen Transgression führten zur Bildung von Haken- und Strandwällen, die in Gebieten isostatischer Hebung als echte Wasserstandsmarken zurückblieben, während initiale Pendelungen zu Beginn einer weiteren Transgression sich in Sequenzen der Flachwassersedimentserie abzeichneten wie z.B. in dem auf Tafel 1 abgebildeten Nordseekern 302.

### Überblick über die submarinen Hauptterrassen

Als submarine Hauptterrassen wurden weit verbreitete, jederzeit auffindbare Uferterrassen mit eindeutiger Sedimentfolge bezeichnet, die sich auf Grund palynologischer und paläontologischer Befunde den klassischen Entwicklungsphasen der Ostsee zwanglos zuordnen ließen.

Die Erkundung submariner Terrassen in der südlichen und westlichen Ostsee (Taf. 1) umfaßte den Zeitraum 1960—1970. Es folgten nacheinander paläogeographische Untersuchungen in der Mecklenburger Bucht (1960/61), im Bereich der Darßer Schwelle und Kadet Rinne sowie im westlichen Teil des Arkona Beckens (1962), im südlichen Teil des Bornholm Beckens (1963), in der Oder Bucht (1964) und im Greifswalder Bodden (1965).

Zur Klärung des eustatischen Geschehens während des Präboreals und Boreals erfolgten zusätzliche Aufnahmen im Bereich der südlich der Dogger Bank gelegenen 45 m — Terrasse.

Alle submarinen Hauptterrassen konnten als Marken für Stagnationsphasen des Meeresspiegels angesehen werden.

Die 60 m — Terrasse in der südlichen Bornholm Mulde kennzeichnet den Spiegelstand des Yoldia Meeres zur Zeit seiner größten Ausdehnung im nördlichen Teil und gleichzeitigen Regression im südlichen Teil der Ostsee.

Die 45 m — Terrasse am Südwestrand des Arkona Beckens läßt den Meeresspiegelstand am Ende der Echeneis-Transgression erkennen. Die höher gelegenen Terrassen in der Mecklenburger Bucht, am Rande der Darßer Schwelle und der Oder Bank sowie im Greifswalder Bodden entstanden im Zuge des weiteren Vordringens des Weltmeeres durch die dänischen Belte und Sunde.

### Die 60 m — Terrasse in der Bornholm Mulde

Die 60 m — Terrasse tritt als flache Uferzone am Rande der sich zwischen Bornholm und der Stolpe Bank in südöstlicher Richtung erstreckenden, mit Schlick bedeckten Mulde in Erscheinung.

Während der spätglazialen Bornholm-Phase war die Mulde von einem Großgletscher erfüllt. Nach Rückverlegung der Grenze des lebendigen Eises verblieben Toteiskörper im zentralen Teil der Mulde. In den sie umgebenden Eisstauseen wurden Bändertone abgesetzt. Während der allerödzeitlichen Phase des Baltischen Eissees bedeckte rosa Ton die gesamte

Fläche. Nach Öffnung des breiten Abflusses durch das Mälar-Gebiet war der Spiegel des Baltischen Eissees so tief gesenkt worden, daß weite Teile des Seebodens trocken fielen. Der gesamte Bereich westlich Rügens, das Arkona Becken und die Oder Bucht gehörten zum Festland.

Um etwa 8000 v.d.Zw. erreichte der Weltmeerspiegel das Niveau des mittelschwedischen Durchlasses. Es kam zum Einstrom von Meerwasser und zur Entwicklung der marinen, baltischen Yoldia-Phase. Der von der Einmündung weit entfernte Meeresteil südlich von Bornholm bildete ein flaches Gewässer mit Tiefen bis zu 20 m. Bei der Bildung der 60 m — Terrasse entstanden keine Kliffs, da der Spiegel des Yoldia Meeres nur den flachen zentralen Teil der Mulde erreichte.

Der am 17.8.1963 südlich Bornholm bei einer Wassertiefe von 59,0 m entnommene Stechrohrkern enthielt u.a. eine 16 cm starke Torfgyttja im ungestörten Schichtverband (Taf 1).

Die vollständige Schichtfolge des insgesamt 4 m langen Stechrohrkernes ist Tab. 1 zu entnehmen.

Tabelle 1

Profilbeschreibung des Stechrohrkernes BM6 aus der Bornholm Mulde ( $\varphi=54^{\circ}47,0' N$ ;  $\lambda=14^{\circ}52,7' E$ )  
Wassertiefe: 59,0 m

Teufe im Kern cm	Schichtstärke cm	untere Grenze in unter NN	Sediment	CaCO <sub>3</sub>
0—15	15	59,15	Schluff schlickig, grau	—
15—27	12	59,27	Schluff tonig blaugrau	—
27—38	11	59,38	Schlick weich, olivgrau	—
38—62	24	59,62	Ton weich, blaugrau ab 59 cm humos	—
62—74	12	59,74	Torfgyttja	—
74—75	1	59,75	Schlick mit humosem Filz	—
75—76	1	59,76	Torfgyttjaband	—
76—87	11	59,87	Ton mausgrau, humos mit Holzresten, zuunterst Torffilz	—
87—89	2	59,89	Schluff grau	—
89—139	50	60,39	Ton graubraun	+
139—160	21	60,60	Schluff grau, zerfließend	+
160—400	240	63,00	Ton rosa	+

Der rosa Ton im Liegenden stellt das letztglaziale Sediment dar. Die zum Teil humosen Sedimente zwischen der oberen, nur 38 cm starken Schlickdecke und dem rosa Ton weisen auf eine alte Uferzone hin. Der wiederholte Wechsel zwischen Schluff und Ton läßt Pendelungen des Wasserspiegels vermuten. Die Farbe, der höhere Schluffanteil und das Fehlen von CaCO<sub>3</sub> beim grauen Ton lassen darauf schließen, daß dieser Ton in der Uferzone umgelagert wurde.

Der auf demselben, in E-W-Richtung gefahrenen Strek an der Nachbarstation BM7 im Abstand von 0,5 m von Station BM6 gezogene Kern ließ die gleiche Schichtfolge, aber an Stelle der Torfgyttja nur Schlick mit feinen humosen Bestandteilen erkennen. 1971 konnten in der Nähe mit einem Stechkasten (15×15 cm) größere Proben des humosen Horizontes entnommen werden.

Die von Pratje (1933) am Fuße des Westhangs der Stolpe Bank bei gleicher Wassertiefe mit dem Greifer erfaßte Torfgyttja war von Thompson pollenanalytisch untersucht und als „vorancyluszeitlich“ bezeichnet worden.

Auf Grund der Pollenanalyse von zwei Stichproben des Kernes BM6 entschied Krog (1965) für spätes Präboreal, während J. Majewski (1966) an Hand des von ihr entworfenen Pollendiagramms auf frühes Boreal erkannte (s. Kolp, 1967).

Nach Schwarzenholz (1964) ließen die Diatomeen in den über der Torfgyttja angetroffenen Sedimenten ein marines Milieu und eine Abnahme der Salinität nach dem Hangenden feststellen (s. Kolp, 1967). Dieser Befund kam einer Zuordnung der 60 m — Terrasse zur baltischen Yoldia-Phase entgegen. Leider enthielten die Sedimente des Liegenden unter der Torfgyttja keine Diatomeen.

Es ist zu beachten, daß Ort und Tiefenlage der in der Bornholm Mulde gefundenen humosen Sedimente den von Munthe (1940) und Sauro (1957) entworfenen paläogeographischen Karten entsprechen. Die Einstufung der 60 m — Terrasse erfolgte auch im Hinblick auf die im Arkona Becken und in der südlichen Nordsee weit verbreitete, zur Eche-neis-Phase gehörende 45 m — Terrasse.

Die Frage nach dem Meeresspiegelstand zu Beginn der baltischen Yoldia-Phase bleibt offen. Das Jahr des ersten in SW-Finnland festgestellten, marinen Einflusses wurde von Donner (1969) mit 7921 b.C. angegeben.

Die 60 m — Terrasse in der Bornholm Mulde möchte etwa das gleiche Alter wie die nach Donner (1964) zwischen 7800 und 7600 b.C. entstandene Hauptterrasse in SW-Finnland aufweisen. Danach wäre mit einem Verharren des Meeresspiegels im mittleren Präboreal zu rechnen, das von Behre (1966) als kalter Abschnitt IVb der „jüngsten Parktundrenzeit“ gekennzeichnet wurde, während es sich bei den Abschnitten IVa und IVc um wärmere Abschnitte handelte. Dies paßt gut zu den Befunden in der Ost- und Nordsee, nach denen ein Meeresanstieg jeweils zu Beginn und gegen Ende des Präboreals erfolgte.

### Die 45 m — Terrasse im Arkona Becken

Die am Südwestrand des Arkona Beckens gelegene 45 m — Terrasse wurde 1962 bei Stechrohrprobenentnahmen zwischen Kriegers Flak und der Nordküste der Insel Rügen entdeckt. Es wurden im September 1962 an 11 Stationen Stechrohrkerne gezogen, die zwischen liegendem, spät-glazialen rosa Ton und hangendem, subrezentem Schlick 1 bis 2 m Schluff mit tonigen und humosen Lagen enthielten, die auf eine Uferzone schließen ließen. Zahlreiche in folgenden Jahren entnommene Stechrohrkerne bestätigten diesen Befund und spiegelten die paläogeographische Entwicklung des Arkona Beckens im Spätglazial und älteren Holozän deutlich wider.

Nach Abschmelze des im Arkona Becken verbliebenen Toteises während des Alleröd-Interstadials umfaßte der Baltische Eisse die gesamte Mulde. In diesem Gewässer gelangte der bereits erwähnte, weiche, kalkhaltige rosa Ton zum Absatz, in dem bisweilen helle Schlufflinsen und einzelne Steine angetroffen wurden (Taf. 1).

Bei der Absenkung des Baltischen Eissees und Öffnung der Billinger Pforte fiel das Arkona Becken trocken. In der folgenden Zeit breitete sich am Südwestrand der Mulde eine Flugsanddecke über den rosa Ton, die bei der Eche-neis-Transgression verebnet und auseinandergezogen wurde. Das bei Tonne 4 südlich von Kriegers Flak mit einem 5 m langen Vibrationsstechrohr in W-E-Richtung auf 3,5 m Länge untersuchte Profil läßt das Auskeilen des vom Beckenrand her auf den rosa Ton gelangten, grau-

braunen Feinstandes verfolgen (Abb. 1). Darüber befindet sich eine hell-graugrünliche bis schwach türkisfarbene Schicht Ton-Schluffs (Taf. 1), die nach dem Rand des Beckens etwa bei -44 m NN ausläuft.

Im Hangenden schiebt sich eine anfangs 180 cm starke, graubräunliche Schluffschicht keilförmig nach dem Zentrum der Mulde hin vor. Im unteren Teil dieser Schicht findet sich in Teufen zwischen -45 und -48 m



Abb. 1. Profil bei Tonne 4 südlich von Kriegers Flak.

NN eine bis zu 12 cm starke Torfgyttja eingeschaltet, während der obere Teil zahlreiche humose Bänder im Wechsel mit dunkleren, tonigen Lagen und helleren Schlufflagen aufweist. Die Schicht schließt nach oben mit einer 5 bis 10 cm starken Decke hellgrauen Schluffs ab. Die gesamte Schluffschicht gelangte offenbar in der Uferzone eines flachen Gewässers bei zunächst verharrendem und später steigendem Wasserspiegel zum Absatz. Auch die Verzahnung der Schichten erscheint für eine Uferzone charakteristisch.

Darüber folgt die bis mehrere Meter mächtige Schicht marinen Schlicks, deren Oberfläche nach dem zentralen Teil des Arkona Beckens flach abfällt.

Die von Dr. V. Lappalainen, Helsinki, 1964 vorgenommene Diatomeenanalyse des Stechrohrkernes 04 läßt den genetischen Zusammenhang verstehen (Tab. 2). Ergänzend wurde die Diatomeenflora in der durch humose Lagen gekennzeichneten Schicht von Dr. D. Lange, Warnemünde 1969 untersucht, da diese im Manuskript von Lappalainen unberücksichtigt geblieben war (Tab. 3).

Die Proben 1—3 enthielten keine und die 4. Probe nur sehr wenige Diatomeen.

Die aus der hellgraugrünen Schluffschicht stammenden Proben Nr. 5—12 enthielten sämtlich Salzwasserarten neben brackisch-limnischen und limnischen Arten. Dabei nahm die Anzahl der Salzwasserdiatomeen von etwa 40% in Probe Nr. 5 bis auf 6% in Probe Nr. 12 stetig ab. Es ist demnach in der etwa 65 cm starken, hellgraugrünen Schluffschicht ein

Tabelle 2

Ergebnis der Diatomeenanalyse des Stiehröhrkernes 04  
vom SE-Rand des Arkona Beckens  
0,5m ostwärts Tonne 4, 1963, Wassertiefe: 42,0m  
nach V. Lappalainen, Helsinki 1964

Teufe in NN	Sediment	Kernstrecke cm	Proben-Nr.	Diatomeen	Milieu	Entwicklungs- Phase
-42,0	Schlück weich dunkel-olivgrün	0			marin	Mya Limnaea
	Mytilus edulis *	50	18	M-90%, B-10% [100]	hochmarin	Utonna
			17	M-93%, B-3%, BS-3%, S-1% [100]		
	Schlück fest olivgrün		16	M-75%, B-17%, S-7% [100]		
-43,0		100	15	M-65%, B-2%, BS-2%, S-31% [100]	marin	Mastogloia
			14	M-68%, B-7%, BS-5%, S-20% [100]		
	Schluff feinsandig hellgrün	150			limnisch	Ancylus
	2 Gipsbänder je 5mm stark					
	Ton dunkelgrün mit humosen Lagen bis 5mm stark				leicht brackisch	Polysaccharidische Stichproben ergeben Pinnus ca. 100 Brevia ca. 100 Alveus ca. 70 Ulnus und Pinnus ca. 70 Gomphonema 5-100
	Ton schluffig hellgrün mit humosen Lamellen in 1cm-Abständen					
-44,0	Schluff humos graubraun	200	13	BS-6%, S-94% [50]		
		250	12	M-6%, BS-8%, S-86% [50]	limnisch	
			11	M-10%, S-90% [50]		
			10	M-16%, B-2%, S-82% [50]	brackisch	Echenes
			9	M-23%, BS-5%, S-72% [100]		
			8	M-38%, BS-2%, S-60% [50]		
			7	M-8%, B-2%, S-90% [50]	marin	
			6	M-29%, B-3%, S-68% [28]		
			5	M-41%, S-59% [33]		
-45,0	Feinstsand graubraun	300	4	M-21%, S-79% [24]	terrestrisch	Festlandszeit
			3	keine Diatomeen		
			2	keine Diatomeen		
			1	keine Diatomeen		
	Feinstsand braun	350				
	Feinstsand tonig grau				limnisch	Baltischer Eissee
-45,87	Ton rosa	387				

++ HCl-Reaktion kräftig  
+ HCl-Reaktion mäßig  
- keine HCl-Reaktion  
M in Salzwasser lebende  
Diatomeen  
B in Brackwasser lebende  
Diatomeen  
BS in Süßbrackwasser  
lebende Diatomeen  
S in Süßwasser lebende  
Diatomeen  
(100) Anzahl der Individuen

Tabelle 3

Diatomeen des Süßwasserhorizontes aus dem Arkona Becken  
nach D. LANGE, Inst. f. Meereskunde Warnemünde

Häufigkeit in einer Probe (150 Exempl.):

a = Einzelexemplar  
b = selten (0-5 Exempl.)  
h = häufig (6-20 Exempl.)  
sh = sehr häufig (21-50 Exempl.)  
m = massenhaft (50 Exempl.)

Lebensweise:

p = planktonisch  
e = epiphytisch  
b = benthonisch  
Milieu:  
M = Meerwasserformen  
B = Brackwasserformen  
S = Süßwasserformen  
(B) = bis ins Brackwasser reichen-  
de Süß- bzw. Meerwasser-  
formen

Species	Häufig- keit	Lebens- weise	Milieu
<i>Achnanthes lanceolata</i> (Brébisson) Grunow	a	e	(B) S
<i>Amphora ovalis</i> Kützing	a	e	(B) S
<i>Amphora ovalis</i> var. <i>pediculus</i> Kützing	h	e	(B) S
<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenberg	h	e	B S
<i>Coscinodiscus plicatulus</i> Grunow	a	p	M
<i>Cyclotella comta</i> Ehrenberg (Kützing)	sh	p	S
<i>Cyclotella Kützingiana</i> Thwaites	a	p	S
<i>Cyclotella Meneghiniana</i> Kützing	h	p	(B) S
<i>Cyclotella striata</i> (Kützing) Grunow	s	p	M B
<i>Cymbella cistula</i> (Hempr.) Grunow	a	e	S
<i>Cymbella cymbiformis</i> (Kützing) van Heusck	s	e	S
<i>Diatoma elongatum</i> Agardh	sh	p	B S
<i>Diploneis didyma</i> Ehrenberg	a	b	M B
<i>Diploneis</i> sp.	a	b	S
<i>Epithemia Hyndmanni</i> W. Smith	s	e	S
<i>Epithemia Muellieri</i> Fricke	s	e	(B) S
<i>Epithemia turgida</i> (Ehrenberg) Kützing	s	e	(B) S
<i>Epithemia zebra</i> (Ehrenberg) Kützing	a	e	(B) S
<i>Fragilaria construens</i> (Ehrenberg) Grunow	a	e	S
<i>Fragilaria pinnata</i> var. <i>lanceolata</i> (Schumann) Hustedt	s	(p) e	(B) S
<i>Gomphonema acuminatum</i> Ehrenberg	a	e	S
<i>Gomphonema angustatum</i> (Kützing) Rabenhorst	a	e	(B) S
<i>Gomphonema olivaceum</i> (Lyngbye) Kützing	a	e	S
<i>Melosira granulata</i> (Ehrenberg) Ralfs	h	p	S
<i>Melosira islandica</i> O. Müller	s	p	M
<i>Melosira (Paralis) sulcata</i> (Ehrenberg) Kützing	s	p	S
<i>Meridion circulare</i> Agardh	a	e	(B) S
<i>Naviculata cincta</i> var. <i>leptocephala</i> (Brébisson) (Grunow)	a	b	B S
<i>Navicula gracilis</i> Ehrenberg	a	e b	S
<i>Navicula hungarica</i> var. <i>capitata</i> (Ehrenberg) Cleve	s	b	S
<i>Navicula oblonga</i> Kützing	h	b	(B) S
<i>Navicula radiosa</i> Kützing	h	b	S
<i>Navicula viridula</i> Kützing	a	b	(B) S
<i>Nitzschia capitellata</i> Hustedt	s	b	B S
<i>Pinnularia viridis</i> (Nitzsch.) Ehrenberg	a	b	S
<i>Rhoicosphenia curvata</i> (Kützing) Grunow	a	e	(B) S
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehrenberg) O. Müller	h	e	B S
<i>Stephanodiscus astrea</i> (Ehrenberg) Grunow	m	p	B S
<i>Stephanodiscus dubius</i> (Fricke) Hustedt	m	p	B S
<i>Synedra affinis</i> var. <i>fasciculata</i> (Kützing) Grunow	s	e	B S
<i>Synedra capitata</i> Ehrenberg	s	e	(B) S
<i>Synedra tabulata</i> var. <i>rupicola</i> (Grunow) Cleve	h	e	M B S
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch.) Ehrenberg	h	e	(B) S
<i>Tabellaria fenestra</i> (Lyngbye) Kützing	h	e	(B) S



allmählicher Übergang von der Flora eines recht salzigen Brackwassers in diejenige eines nur schwach salzigen Brackwassers zu verzeichnen.

Dagegen enthielt Probe Nr. 13 nur noch Süßwasserarten, so daß der hangende, graubraune, humose Schluff ein Süßwassersediment darstellt. Dies trifft nach Feststellungen von D. LANGE auch für die gesamte, in diesem Kern etwa 80 cm starke Schluff-Tonschicht mit humosen Lagen zu.

Die Analyse der Schlickproben Nr. 14—18 des Kernes 04 ergaben ein deutliches Übergewicht mariner Arten. Dabei war eine Zunahme der im Salzwasser lebenden Diatomeen von etwa 65% in den Proben Nr. 14, 15 bis 90% und darüber in den Proben Nr. 17, 18 zu verzeichnen.

Die vorläufigen Befunde lassen bei einer Grobansprache der Sedimentfolge in Stechrohrkernen vom Südwestrand des Arkona Beckens nach petrographischen Merkmalen und der Färbung einen Brackwasser-, Süßwasser-, und marinen Horizont unterscheiden. Im Hinblick auf die von munthe und sauramo dargestellten Entwicklungsphasen der Ostsee lassen der über dem spätglazialen rosa Ton und Feinstsand angetroffene, bis 100 cm starke Brackwasserhorizont und der hangende, bis 180 cm starke Süßwasserhorizont aus Tiefen zwischen -48 m und -42 m NN sofort aufmerken.

Der im Arkona Becken weit verbreitete, hellgraugrünliche Schluff-Ton stellt offenbar das Sediment der Echeneis-Phase dar. Die fortwährende Abnahme mariner Diatomeen in dieser Schicht läßt die allmähliche Verengung und Schließung der mittelschwedischen Meeresstraße am Ende dieser Phase erkennen.

Die Torfgyttja deutet auf ein Verharren des Meeresspiegels im Niveau von etwa -45 m NN, das bei gleichzeitig fortgesetzter isostatischer Hebung Mittelschwedens zur Isolierung des Ancylus-Sees führte. Das Ergebnis der Diatomeenanalyse spricht für einen kontinuierlichen Übergang von der Echeneis-Phase zur Ancylus-Phase.

Abweichungen der lokalen Diatomeenflora von den für beide Phasen typischen Florengemeinschaften lassen sich auf Grund der weiten Entfernung von der mittelschwedischen Meeresstraße, des nur engen Durchlasses von Bornholms Gat und der damaligen Wassertiefe im Arkona Becken von weniger als 10 m erklären.

Der beginnende Anstieg des Ancylus Sees wird durch die als Wasserstandsmarken anzusehenden, humosen Lamellen belegt. Die Diatomeenanalyse ließ zwischen der die Ancylus-Phase repräsentierenden, humosen Schluffschicht und der hangenden Schlickschicht einen auffälligen Sprung verzeichnen. Dies kann als ein Hinweis auf die nach Überwindung der Darßer Schwelle erfolgte rasche Änderung des Milieus im Arkona Becken gewertet werden.

In der 2 bis 3 m mächtigen Schlickschicht läßt sich der untere Abschnitt mit etwa 65% mariner Diatomeen der Litorina I-Phase zuordnen, während der mittlere Abschnitt mit über 90% mariner Diatomeen der hochmarinen Litorina II-Phase entspricht. Die Analyse von Proben der obersten rezenten Schlickdecke ergab im Mittel das Verhältnis: S=87%; B=7%; L=6%.

Die zeitliche Einstufung der einzelnen Horizonte bereitete u.a. wegen der schlechten Erhaltung der Pollen Schwierigkeiten. Sie erfolgte erst auf Grund von Untersuchungen der in der südlichen Nordsee ebenfalls vorhandenen 45 m-Terrasse. Dabei war die Überlegung maßgebend, daß bis zum Ende der Echeneis-Transgression die Ost- und Nordsee kommunizierten und daß es sich bei den südlichen Teilen beider Meere um die in postglazialer Zeit isostatisch am wenigsten veränderten Gebiete handelt.

## Die 45 m-Terrasse in der Nordsee

Bei einem Blick auf die Tiefenkarte des südlichen Teils der Nordsee, dessen Abgrenzung etwa durch die 100m-Isobathe erfolgt, fallen die zentral gelegene Dogger Bank und die sich südöstlich erstreckende, 45—50 m tiefe, große Mulde ins Auge. An beiden Enden der Mulde setzen im NE und SW Rinnen an, welche um die bei der marinen Überflutung abradierten Geschiebemergelplateaus des Tail Ends und des Südwest-Flachs herumführen (Abb. 2).

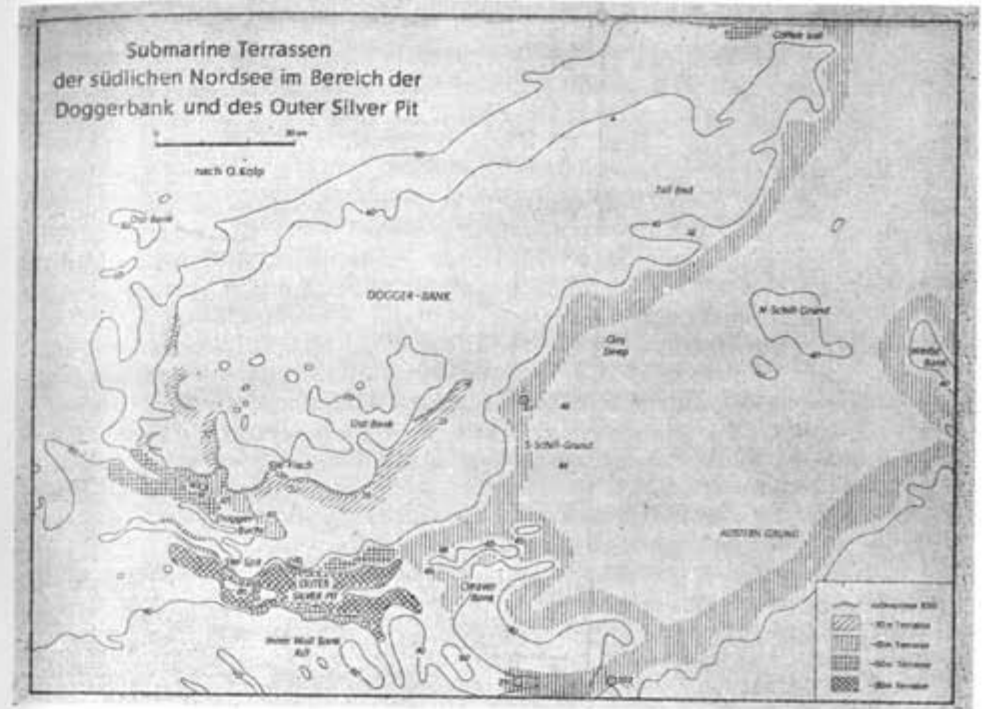


Abb. 2. Submarine Terrassen der südlichen Nordsee im Bereich der Dogger Bank und des Outer Silver Pit.

Im Vergleich zu der im Südwesten gelegenen, Outer Silver Pit genannten, schmalen tiefen Rinne erscheint die am Nordostende der Dogger Bank vorbeiführende Schlickrinne flach und breit. Beide Rinnen dienten während der spätglazialen Festlandzeit des südlichen Nordseegebietes der Entwässerung der großen Mulde und dem Abfluß von Elbe, Weser und Ems, wie es von reid (1913) in einer paläogeographischen Skizze dargestellt wurde.

Die untermeerische Landschaft in der Umgebung von Outer Silver Pit gleicht einer norddeutschen Endmoränenlandschaft mit tief eingeschnittenen Rinnenseen. Das Sediment am Grunde von Outer Silver Pit besteht aus hellbraunem Lehm, der von den seitlichen Hängen über eine Steinsohle geflossen ist.

An den Rändern der Dogger Bank bot sich die beste Gelegenheit, nach submarinen Terrassen zu suchen. So ließ sich z.B. vom 20m-Plateau des Südwest-Flachs nach der Dogger Bucht hin ein treppenförmiger Abstieg über eine 30m- und 45m-Terrasse hinweg bis auf die 60m-Terrasse am Grunde der untermeerischen Bucht verfolgen.

An den steil abfallenden Nord- und Südhängen von Outer Silver Pit findet sich jeweils eine schmale 60m-Terrasse, die im östlichen Teil nach Aufgabelung der Rinne in zwei flacher werdende Fortsätze eine Verbreiterung erfährt. In die als 80m-Terrasse anzusehende Grundfläche von Outer Silver Pit ist die als Skate Hole bezeichnete, längliche Mulde eingeschnitten, die eine größte Tiefe von 102 m aufweist. Am entgegengesetzten Ende der Dogger Bank erstreckt sich nördlich der als Coffee Soil bezeichneten Platte (-45m NN), auf der harter, grauer Geschiebemergel unter wenigen Zentimetern Sand ansteht, eine breite 60m-Terrasse im Geschiebemergel, die von einer 1 bis 2m starken Schluff- und Feinstandschicht bedeckt ist.

Die von B. Schulz (1937) entworfene Tiefenkarte der südlichen Nordsee, in der das Relief in über 50 m Tiefe unberücksichtigt blieb, führt uns zugleich die paläogeographische Situation an der Wende vom Präboreal zum Boreal vor Augen.

Die flachen Erhebungen des Nördlichen Schillgrundes und der Weißen Bank, welche die südöstlich der Dogger Bank gelegene Mulde nach NE abschlossen, ließen breitere Seegatts nach dem Meer hin offen, während im SW beiderseits der Cleaver Bank zwei schmale Durchlässe vorhanden waren. Es ist zu bedenken, daß in der Darstellung von Schulz nur die 40m-Isobathe wiedergegeben wurde, während die 45m-Isobathe, die von uns als für einen längeren Zeitabschnitt gültige Uferlinie angesehen werden kann, die beiderseitigen Ausgänge der Mulde enger erscheinen ließe.

Hinter den mit Dünen besetzten, breiten Bänken und Gründen erstreckte sich ein mehr als 50 sm breites Haff, dem nach Norden hin eine durch Haken und Strandwälle weitgehend abgeschnürte Bucht von fast demselben Ausmaß vorgelagert war. Wiederholte Einschnürungen der offenen Wasserfläche im Bereich des Vorfeldes mochten bewirkt haben, daß sich Gezeiten im Haff kaum noch auswirkten.

Es erschien als lohnendes Ziel, die Sedimente der Uferzone dieses großen Gewässers zu suchen, die der Tiefenlage und vielleicht auch dem Alter nach mit den am Südwestrande des Arkona Beckens in der Ostsee angetroffenen Ufersedimenten übereinstimmen.

Vor der ersten Forschungsfahrt in dieses Gebiet erhob sich die Frage, ob nicht frühholozäne Sedimente durch Grundseen und Gezeitenströmungen restlos zerstört wären, da doch das von van veen geprägte Wort von der untermeerischen Sandwüste in der südlichen Nordsee weite Verbreitung gefunden hatte und jüngste Aufnahmen von über 10 m hohen Sandmegaripplern eine ebenso große Mächtigkeit der oberen, bewegten Sandschicht erwarten ließen.

Das Seegebiet südlich der Dogger Bank erwies sich jedoch hinsichtlich der Gezeitenströmungen von maximal 0,5 sm/h und einer Stärke der oberen, bewegten Sandschicht von nur 10 bis 100 cm als außerordentlich günstig. Die Stärke der oberen Sanddecke wechselte, je nachdem man sich auf dem Rücken, am Hang oder am Fuß einer Großrippe befand. Es war nicht verwunderlich, daß hin und wieder in Stechrohrkernen kleine Gegenstände gefunden wurden, die von Schiffen über Bord gegeben worden waren. Sie gelangten im Zuge der Sandumlagerung an die Sohle der oberen, bewegten Schicht.

Bereits während der ersten Forschungsfahrt konnten Stechrohrproben gewonnen werden, die alte Ufersedimente in einer bis zu 2 m starken Schicht und Torfgyttjakern von mehreren Dezimetern Länge enthielten und somit günstige Verhältnisse am Rande der großen Mulde erkennen ließen. Auf Grund der Schichtfolge in 4 m langen Stechrohrkernen, die in der Nähe des Südlichen Schillgrundes entnommen wurden, konnte be-

reits nach der ersten Reise ein Normalprofil gezeichnet werden, dessen Richtigkeit durch die auf zwei weiteren Fahrten eingebrachten Stechrohrproben bestätigt wurde (Abb. 3).

Das senkrecht zur alten Uferlinie in Nord-Südrichtung verlaufende Profil beginnt zuunterst mit einem harten, grauen Geschiebemergel, dessen obere 20 cm sich als entkalkt erwiesen. Damit war in mehreren Stechrohrkernen die Oberkante des Pleistozäns erreicht worden.

Dem Mergel lag ein Flachmoortorf unmittelbar auf, der sich nach früheren Angaben englischer und niederländischer Autoren im Gebiet der Dogger Bank weit verbreitet fand und zeitlich ins Präboreal zu stellen war.

Die hangende Feinsandschicht mit Schalen von *Macoma baltica*, *Mytilus edulis* und *Hydrobia ulvae* zählt bereits zur Serie der im brackischen Milieu abgesetzten Ufersedimente.

Es folgen darüber grauer Ton mit Feinsandlagen und humosen Bändern sowie grauer Schluff oder Feinstsand mit dunkleren, tonigen Lagen. Während sich in den sandigen Lagen häufig Mollusken finden, enthalten die tonigen Lagen meist humose Lamellen.

Eine zwischen -45m und -44m NN angetroffene, bis 30 cm starke Torfgyttja keilt auf einer Distanz von etwa 2 sm nach Norden und Süden hin aus.

Darüber folgt wieder grauer Schluff oder Feinsand mit humosen Lagen, mit dem die Serie ufernäher Sedimente abschließt. Ein hangender, 5 bis 10 cm starker, sandiger Cardien-Horizont und die darüber liegende

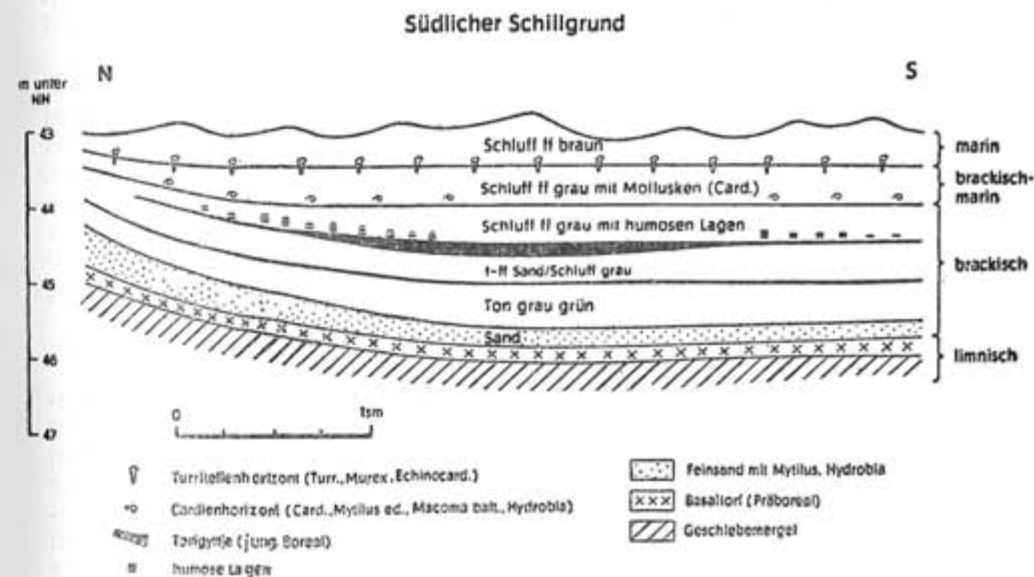


Abb. 3. Profil am Nordrand der Grossen Mulde südlich der Dogger Bank.

graue Schluff- oder Feinsandschicht mit Molluskenschalen, überwiegend von *Cardium edule*, lassen eine Änderung des Milieus annehmen. Sie können bereits als im mehrere Meter tiefen Wasser abgesetztes Sediment angesehen werden, in dem die Häufigkeit der Molluskenschalen nach oben hin abnimmt.



Liste der in der 62 cm starken Molluskenschicht des Stechrohrkernes 291 enthaltenen Mollusken, Foraminiferen, Ostrakoden und Diatomeen nach

## I. BRODNIEWICZ &amp; D. LANGE.

Wassertiefe: 42,0 m Teufe im Stechrohrkern: 1,98—2,60 m

+ einzelne Exemplare,  
++ nicht häufig,  
+++ häufig.

## Mollusca nach I. BRODNIEWICZ

<i>Hydrobia ulvae</i> (Pennant)	+++
<i>Hydrobia stagnorum</i> (Gmelin)	+++
<i>Littorina saxatilis saxatilis</i> (Olivi)	+++
<i>Littorina saxatilis rudis</i> (Meton)	++
<i>Turritella communis</i> (Risso)	+
<i>Mytilus edulis</i> (Linné)	++
<i>Macoma baltica</i> (Linné)	++

## Foraminifera nach I. BRODNIEWICZ)

<i>Trochammina</i> sp.	+
Polymorphinidae	+
<i>Quinqueloculina</i> sp. 1	+
<i>Quinqueloculina</i> sp. 2	+
<i>Ammonia beccarii</i> var.	++
<i>Ammonia batava</i> (Hofer)	++
<i>Ammonia tepida</i> (Cushman)	++
<i>Ammonia inflata</i> (Seg.)	+++
<i>Nonion depressulum</i> (Walter & Jacob)	+++
<i>Protelphidium orbiculare</i> (Brady)	+
<i>Elphidium incertum</i> (Williamson)	+
<i>Elphidium clavatum</i> (Cushman)	+++
<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem)	+
<i>Elphidium crispum</i> (Linné)	+
<i>Elphidium gunteri</i> (Cole)	+
<i>Elphidium subacticum</i>	++
<i>Elphidium</i> sp. 1	+
<i>Elphidium</i> sp. 2	+

## Ostracoda nach I. BRODNIEWICZ

<i>Cyprideis torcsa</i> Jones	+++
<i>Eucythere declivis</i> Norman	+
<i>Cytheromorpha fuscata</i> Brady	+
<i>Loxococoncha elliptica</i> Brady	+++
<i>Loxococoncha</i> sp.	+
<i>Cytherura gibba</i> O. F. Müller	+++
<i>Semicytherura nigrescens</i> Baird	++

## Diatomeae nach D. LANGE

<i>Melosira arenaria</i> Moore	++
<i>Hyalodiscus scoticus</i> (Kützing) Grunow	+
<i>Hyalodiscus stelliger</i> Bailey	+
<i>Stephanodiscus astrea</i> (Ehrenberg) Grunow	++
<i>Cyclotella comta</i> (Ehrenberg) Kützing	+++
<i>Actinopterychus undulatus</i> (Bailey) Ralls	++
<i>Rhaphoneis amphiceros</i> Ehrenberg	+
<i>Rhaphoneis surirella</i> (Ehrenberg) Grunow	+
<i>Grammatophora oceanica</i> (Ehrenberg) Grunow	++
<i>Synedra tobulata</i> (Agardh) Kützing	+++
<i>Synedra crystallina</i> (Agardh) Kützing	+++
<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenberg	+++
<i>Cocconeis scutellum</i> Ehrenberg	++
<i>Diploneis didyma</i> Ehrenberg	++
<i>Mastogloia braunii</i> Grunow	++
<i>Navicula avenacea</i> Brébisson	++
<i>Navicula radiosa</i> Kützing	++
<i>Rhopalodia gibberula</i> (Ehrenberg) Müller	+++
<i>Epithemia turgida</i> (Ehrenberg) Kützing	++
<i>Campylodiscus echeneis</i> Ehrenberg	+++

Die Stärke der obersten hellbräunlichen Schicht schluffigen Feinsandes, die gegen die liegenden Sedimente durch einen Turritellen-Horizont abgegrenzt wird, schwankt je nach der Lage der Großrippeln.

Auf der großen Farbtafel I wurden u.a. 3 Stechrohrkerne aus der Nordsee abgebildet, die im Bereich der 45m-Terrasse entnommen waren. Es handelt sich um den in der Nähe des südlichen Schillgrundes an Station 3 gezogenen Kern sowie um die beiden im Bereich des südwestlichen Mündungsarmes an den Stationen 291 und 302 gewonnenen Stechrohrproben. Die Stationspunkte sind in Abb. 2 verzeichnet.

Die Kerne von den Stationen 3 und 291 wurden unmittelbar nach der Probenentnahme an Bord aufgenommen und waren noch ungeschält, während vor der Aufnahme des dritten Kerns 302 die humosen und tonigen Abschnitte im Labor geschält wurden. Es sollten typische Horizonte und ein möglichst vollständiges Profil gezeigt werden. Auf die Abbildung von Kernen mit besonders starken Torfgyttja-Horizonten, die in der Nähe des Austern Grundes und der Weißen Bank gezogen waren, wurde verzichtet.

Kern Nr. 3 sollte das von allen submarinen Terrassen bekannte Bild des uferzonalen Brackwasserhorizontes mit Torfgyttja und humosen Bändern vor Augen führen. Die Unterscheidung mehrerer Salinitätsbereiche ergab sich u.a. auf Grund der in den einzelnen Schichten des Kernes angetroffenen Mollusken, Ostrakoden und Foraminiferen.

Kern Nr. 291 enthielt eine mehrere Dezimeter starke Molluskenschicht, die wegen des massenhaften Auftretens von *Hydrobia ulvae* als Hydrobien-Horizont bezeichnet wurde. Tabelle 4 bietet eine Übersicht der in diesem Brackwasserhorizont enthaltenen Mollusken, Foraminiferen, Ostrakoden und Diatomeen. Es wurde eine Doublette des auf der Farbtafel abgebildeten Stechrohrkernes untersucht.

Die Analysen des Molluskenhorizontes in Kern 291 lassen ein Übergewicht brackischer Arten erkennen. Die Anwesenheit auch mariner und limnischer Arten ist mit dem Entnahmeort der Probe an der Mündung des südwestlichen Abflusses des großen Hafes in Zusammenhang zu sehen. Die Mächtigkeit der Molluskenschicht von 62 cm spricht für Nahrungsreichtum, wie er beim Aufeinandertreffen von Meerwasser und schwach brackischem Wasser im Mündungsbereich infolge des Absterbens zahlreicher Mikroorganismen sowie chemischer Ausfällung und Anreicherung von Nährstoffen zu erwarten ist.

Das Ergebnis der Diatomeenanalyse weiterer Horizonte der Stechrohrprobe von Station 291 wurde in Tab. 5 zusammengefaßt.

Die Diatomeenflora der untersten Schicht, in der Schluff- und Tonbänder mit humosen Lamellen abwechseln, läßt einen kontinuierlichen Übergang von einem brackisch-marinen zu einem nur noch brackischen Milieu feststellen. Der Hydrobien-Horizont sowie die unteren Lagen der hangenden Schluff- und Tonschicht sind in die brackische Phase einzu beziehen, während die Zusammensetzung der Individuen noch in derselben Schicht nach oben hin auf eine Zunahme des Salzgehaltes und Rückkehr zum brackisch-marinen Milieu schließen läßt.

Nach ersten Salzwassereinbrüchen in die Mulde südlich der Dogger Bank war ein Rückgang der Salinität zu verzeichnen. Die endgültige Zunahme des Salzgehaltes weist auf den Fortgang des holozänen Meeresspiegelanstiegs nach einem zeitweiligen Verharren des Meeresspiegels.

In dem dritten, auf Farbtafel I abgebildeten Nordseekern Nr. 302 ist ein dreimaliger Wechsel zwischen Torfgyttja und dunkelgrauem Ton bzw. hellem Sand mit Molluskenschalen und dunkelgrauem Ton zu erkennen, der auf wiederholte Pendelungen des Wasserspiegels um 1 bis 2 m schlie-

Ben läßt; es ist anzunehmen, daß die Torfgyttja nur wenige Dezimeter unter dem Wasserspiegel abgesetzt wurde, während die dunkelgrauen, tonigen Lagen auf 1 bis 2 m tiefes Wasser schließen lassen. Bei den Mollusken- und Sandhorizonten dürfte es sich um Muschelspülsäume und Strandsand handeln.

Tabelle 5

Schichtenverzeichnis und Diatomeenflora des Stechrohrkernes  
291 nach D. LANGE

Teufe im Kern cm (0—43,0 m NN)	Schicht- dicke cm	Sediment	
		Zusammensetzung der Diatomeenflora M=Salzwasserdiatomeen B=Brackwasserdiatomeen S=Süßwasserdiatomeen [100]=Anzahl der Individuen	K=Kalk
0—38	38	Feinsand, graubraun, stark schluffig; vereinzelt Bruchstücke von Molluskenschalen, K. 0—5 cm: M=94%; B=6%; S=0% [50]	
38—65	27	„Turrithorizont“, graubraun, feinstsandig bis schluffig, K. Keine Diatomeen.	
65—85	20	Feinsand, graubraun, schwach schluffig. Vereinzelt Molluskenschalen, K. Keine Diatomeen.	
85—110	25	Wechselagerung von Schluff, hellgrau und Ton, dunkelgrau in mm starken Lagen, K. Keine Diatomeen.	
110—125	15	Feinsand, hellbraun. 118—120 cm: M=21%; B=50%; S=19% [50]	
125—198	73	Wechselagerung von Ton, dunkelgrau, schluffig, K. und Schluff, grau, schwach feinsandig, KKK. Stärke der Lagen im cm-Bereich. 129—130 cm: M=19%; B=75%; S=6%; [100] 141—142 cm: M=15%; B=83%; S=2%; [150] 151—152 cm: M=11%; B=86%; S=3%; [160] 160—162 cm: M=7%; B=89%; S=4%; [160] 171—173 cm: M=6%; B=92%; S=2%; [206] 184—186 cm: M=7%; B=79%; S=14%; [168]	
198—260	62	„Hydrobien-Horizont“ M=9%; B=83%; S=8%; [363]	
260—310	50	Wechselagerung von Schluff, hellgrau, schwach feinsandig, KKK und Ton, dunkelgrau, schwach schluffig, K, mit eingeschalteten millimeterstarken, humosen Lamellen. 262—264 cm: M=10%; B=88%; S=2%; [195] 268—270 cm: M=17%; B=82%; S=1%; [179] 271—273 cm: M=38%; B=48%; S=14%; [21]	

Außer einem Hydrobien-Horizont sind in diesem Kern mehrere Cardien-Horizonte und ein Turrithorizont enthalten. Während Hydrobien-Horizonte nur in der alten Uferzone vorkommen, sind ein Cardien- und ein Turrithorizont fast in jedem Stechrohrkern aus der großen Mulde vorhanden. Es handelt sich bei den Molluskenschichten um unverwechselbare Leithorizonte, die auf einschneidende Veränderungen der hydrographischen Verhältnisse schließen lassen.

Hydrobien-Horizonte, die innerhalb eines Stechrohrkernes wiederholt auftreten können, gehören zur Serie brackischer Ufersedimente im meso- bis pliohalinen Bereich (5—18‰). Cardien-Horizonte weisen auf den brachyhalinen Bereich (18—30‰) und kennzeichnen den Übergang vom brackischen zum marinen Milieu, während durch den Turrithorizont ein hochmarines Milieu im euhalinen Bereich (30—40‰) angezeigt wird.

Eine Doublette des an Station 3 beim Südlichen Schillgrund entnommenen Stechrohrkernes wurde von Behre & Menke (1969) pollenanalytisch untersucht. Die Schichtfolge entspricht dem in Abb. 3 dargestellten Normalprofil.

Das von Behre und Menke entworfene Pollendiagramm umfaßt den Flachmoortorf sowie die Serie der hangenden Ufersedimente, in welcher Feinsand- und Tonschichten mit eingeschalteten Torfgrusbändern und humosen Lagen abwechseln.

Der dem Geschiebemergel unmittelbar aufliegende Flachmoortorf konnte eindeutig ins Präboreal gestellt werden, während sich die gesamte Serie der Ufersedimente als boreal erwies.

Die von beiden Bearbeitern auch auf Grund der Makrofossilien ausführlich dargestellte Lokalentwicklung spricht für den Absatz der Ufersedimente in einer flachen, stillen Bucht mit reichlicher Zufuhr organogener Reste.

Die Zeit der Bildung des Flachmoortorfes wird mit 7500—7000 b. C. angegeben, während die Überflutung der 45 m — Terrasse zwischen 7000 und 6500 b.C. erfolgt sein soll.

Es ist als wichtiges Ergebnis der pollenanalytischen Untersuchung anzusehen, daß die 45 m — Isobathe erst im Boreal und somit 500 bis 1000 Jahre später, als bisher angenommen, überschritten wurde. Nach Fairbridge (1959, 1961) sollte die 45 m — Isobathe schon während des Alleröd-Interstadials überschritten und zu Beginn des Boreals bereits die 20 m — Isobathe erreicht worden sein.

Das Gesamtergebnis der Forschungsfahrten in die südliche Nordsee sei in Folgendem kurz zusammengefaßt.

Die Untersuchungen ließen südlich der Dogger Bank im Niveau von —45 m NN die Ufersedimente eines großen Hafis nachweisen. Paläogeographische Einzelheiten ergaben sich bei der systematischen Erkundung der sich über 200 m erstreckenden Ufer des alten Gewässers. Die Stärke der die Serie der Ufersedimente umfassenden Schicht von mehreren Metern läßt auf ein längeres Verharren des Meeresspiegels im Niveau von etwa —45 m NN schließen. Geringe Pendelungen des Meeresspiegels um —45 m NN kommen in der Schichtfolge des Stechrohrkernes 302 durch mehrfachen Wechsel von tonigen Flachwasserabsätzen, Torfgyttjen sowie Lagen scharfen Strandsandes mit Mollusken zum Ausdruck.

Der in den meisten Stechrohrkernen anzutreffende, verhältnismäßig kleine und dünne Schalen von *Cardium edule* und *Mytilus* enthaltende Cardien-Horizont zeugt von dem Fortgang der die Stufe von —45 m bis —30 m NN umfassenden frühborealen Transgression. Die Fauna dieses Horizontes läßt darauf schließen, daß das Gebiet des einstigen Hafis noch eine Zeitlang durch eine Inselkette gegen das offene Meer geschützt blieb wie etwa das heutige Wattenmeer. Die in der großen Mulde bereits vorhandene und rasch zunehmende Wassertiefe ließ jedoch den Absatz eines wattenschlickartigen Sediments nicht mehr zu. Statt dessen finden wir im Hangenden eine Schicht grauen Schluffs oder Feinsandes, deren Molluskeninhalt nach oben hin abnimmt. Nach dem von Behre & Menke mitgeteilten Ergebnis läßt die Pollenzusammensetzung in dieser Schicht eine kontinuierliche Entwicklung feststellen, so daß der untere Teil noch dem Boreal und der obere Teil dem Atlantikum zugerechnet werden kann, ohne daß sich zwischen beiden eine scharfe Grenze ziehen läßt.

Erst an der Unterkante des Turrithorizonts ist pollenanalytisch ein deutlicher Sprung zu verzeichnen. Die Ursache möchte darin zu suchen sein, daß das Untersuchungsgebiet seit postatlantischer Zeit in den Bereich einer sedimentarmen Zone gelangte, die den meist zwischen den Sedi-



mentationsgebieten von Kurzsweb und Langsweb vorhandenen Tiefensprung umfaßt. Es nimmt deshalb nicht wunder, wenn sich subrezente und rezente Pollen in einer schwachen, obersten Schicht finden lassen, die nur noch bei sehr starken Stürmen und Gezeiten umgelagert wird. Hierin liegt der Unterschied zu solchen Gebieten des Meeresgrundes, die schon seit langem der Schlickzone angehören, so daß die mehrere Meter starke Schlickschicht ein kontinuierliches Pollendiagramm erwarten läßt.

Das Ergebnis der Untersuchungen in der Nordsee paßt gut zu den Befunden im Arkona Becken, in dem die 45 m — Stufe am Ende der Eche-neis-Phase, d.h. gegen Ende des Präboreals um 7000 b.C. erreicht wurde.

Während des frühen Boreals, etwa in der Zeit zwischen 7000 und 6500 b.C. erfolgte eine marine Transgression in der Nordsee gleichzeitig mit dem Anstieg des Ancylus-Sees im südlichen Ostseeraum. Es ist abzuschätzen, daß der Meeresanstieg ungefähr mit dem am Südwestrande des Arkona Beckens zu verfolgenden Anstieg des Ancylus-Sees Schritt hielt, so daß am Ende der Ancylus-Phase mit etwa gleichen Wasserspiegelständen westlich und östlich der Darßer Schwelle gerechnet werden kann.

Ein bereits von älteren Autoren angenommener Abfluß des Ancylus-Sees durch die Kadet Rinne und den Großen Belt macht dies noch wahrscheinlicher.

### Die 30 m — Terrasse in der Mecklenburger Bucht

Das Eindringen von Meerwasser in die Mecklenburger Bucht während des Boreals wurde dadurch verzögert, daß etliche Stirnmo-ränen spät-glazialer Gletscherzungen im Großen Belt und Fehmarn Belt Schwellen bildeten, die sich nach beiden Ufern hin in bogenförmigen Halbinseln fortsetzten, wie z.B. beim Sejerö Rev, vor Rosnäs, beim Halskov Rev sowie zwischen Omö und Broen, querab vom Gulstav Flach und am Öjet (s. Kolp 1965, Karte 4).

Als der Meeresspiegel das Niveau von -30 m NN erreichte, durch-zog nur ein schmaler Fluß von über 200 km Länge die heute 10 bis 20 km breite Rinne des Großen Belts und durchschnitt die sich bis -25 m NN erhebenden Schwellen.

Von der Entdeckung der Ufer und Sedimente eines prä-litorinen, lim-nischen oder schwach brackischen Gewässers im zentralen Teil der Meck-lenburger Bucht war bereits 1961 berichtet worden.

Eine erste umfassendere Zusammenfassung der Ergebnisse der Unter-suchungen von Stechrohrkernen aus der Mecklenburger Bucht erfolgte 1965 in Heft 12—14 der im Akademie Verlag, Berlin erschienenen Beiträge zur Meereskunde.

Schlußfolgerungen bezüglich des eustatischen Meeresanstiegs wurden anfänglich dadurch erschwert, daß am Rande der Bucht submarine Torfe aller Altersstufen vom Alleröd bis zum Atlantikum gefunden wurden.

Auf Grund der in der südlichen Nordsee gewonnenen Ergebnisse konnten die im Niveau von -30 m NN und höher angetroffenen präbo-realen Torfe bei der Untersuchung des Überflutungsvorgangs in der Meck-lenburger Bucht außer Acht gelassen werden.

Die erst spät erkannten Pendelungen des Meeresspiegels am Ende und zu Beginn eines Teilanstiegs ließen den wiederholten Wechsel von Strand- und Flachwasserabsätzen leichter deuten und bestimmte Schicht-folgen unterscheiden. Mittel- bis Feinsandschichten mit kleinen Süßwas-sermollusken, die als Strandsediment anzusehen sind, sowie stärkere Sand-beimengungen in Gytten und Schlick markieren jeweils den Beginn der

durch die einzelnen Pendelungen des Wasserspiegels hervorgerufenen Se-dimentationszyklen.

Durch geringe Schwankungen des Wasserspiegels entstandene Schicht-lücken sind häufig. Z. B. fehlt in den meisten Stechrohrkernen die vor der subaquatisch abgesetzten Torfgyttja vorhanden gewesene boreale Torf-schicht.

Im Normalprofil des zentralen Teils der Mecklenburger Bucht folgt über einem rosafarbenen Bänder-ton eine 0,5 bis 1 m starke Schicht kalk-haltigen Sandes oder Schluffs, dessen Körnung nach dem Hangenden ab-nimmt (Tafel I, Kern Fe 1). Der obere Teil der am Rande der Bucht stärker werdenden Schicht weist mitunter Wurzelfäden und pflanzliche Reste auf. Das gilt vor allem an den alten Einmündungen der Flüsse in das zentrale, flache Gewässer.

Die hangende Kalkgyttja und eine schwache Feinsanddecke weisen auf die Verlandung des limnischen Gewässers hin. Darüber folgt Torf-gyttja, die im unteren und oberen Teil zahlreiche feine Schlufflamellen aufweist, während der mittlere Abschnitt kompakter erscheint.

Mit einer weiteren, zentimeterstarken Feinsandlage beginnt ein neuer Zyklus von Flachwassersedimenten: Feinsand, kalreicher Schluff, wech-selnde Schluff- und Tonlagen sowie humoser, graubrauner Schluff.

Durch den hangenden, im unteren Teil sandigen Schlick mit Mollusken wird ein brackisch-marines Milieu gekennzeichnet, das sich im oberen reinen Schlick weiter nach der marinen Seite verschiebt.

In den Flachwassersedimenten sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der Torfgyttja wurden von Diebel (1965) zahlreiche Süß-wasserostrakoden gefunden, die auf ein flaches Gewässer mit zeitweilig dichtet Bewuchs schließen ließen.

Nach Untersuchungen der Diatomeen durch Schwarzenholz (1965) waren auf Grund des zeitweiligen Auftretens brackischer und einzelner mariner geringe Schwankungen zwischen einem rein limnischen und schwach brackischen Milieu zu verzeichnen, so daß sich die schon an der Körnung des Sedimentes erkennbaren Zyklen auch in Verände-rungen der Diatomeenflora widerspiegeln (Abb. 4).

Die Listen der in 3 Stechrohrkernen aus der Mecklenburger Bucht angetroffenen Arten wurden von Schwarzenholz (1965) in Heft 12—14 der Beiträge zur Meereskunde veröffentlicht.

Der mit der Kalkmudde im Liegenden der Torfgyttja endende Zyklus ließ neben überwiegend oligohalinen Diatomeen eine Reihe von mesoha-linen und einzelne euhaline Arten verzeichnen, deren Rückgang in der Kalkmudde auf eine vollständige Aussüßung bei fallendem Wasserspiegel des im zentralen Teil der Mecklenburger Bucht vorhandenen Gewässers hinwies.

Die Torfgyttja wurde im rein limnischen Milieu abgesetzt, während der mit Feinsand und einer Kalkgyttja bzw. kalkhaltigem Schluff be-ginnende Zyklus den allmählichen Übergang vom limnischen zum schwach brackischen Milieu umfaßte.

Das mit der untersten, sandigen Schlickschicht einsetzende, brackisch-marine Milieu spiegelt sich in der raschen Zunahme mariner Diatomeen deutlich wider.

Pollenanalytische Bearbeitungen von Stechrohrkernen aus der Meck-lenburger Bucht wurden durch H. Schulz (1965) und K. Lubliner-Mia-nowska (1965) in dem bereits erwähnten Sammelband der Beiträge zur Meereskunde veröffentlicht.

Demnach setzte das Torfwachstum in der Mecklenburger Bucht wäh-rend einer kurzen Festlandszeit gegen Ende des älteren Boreals ein. Die

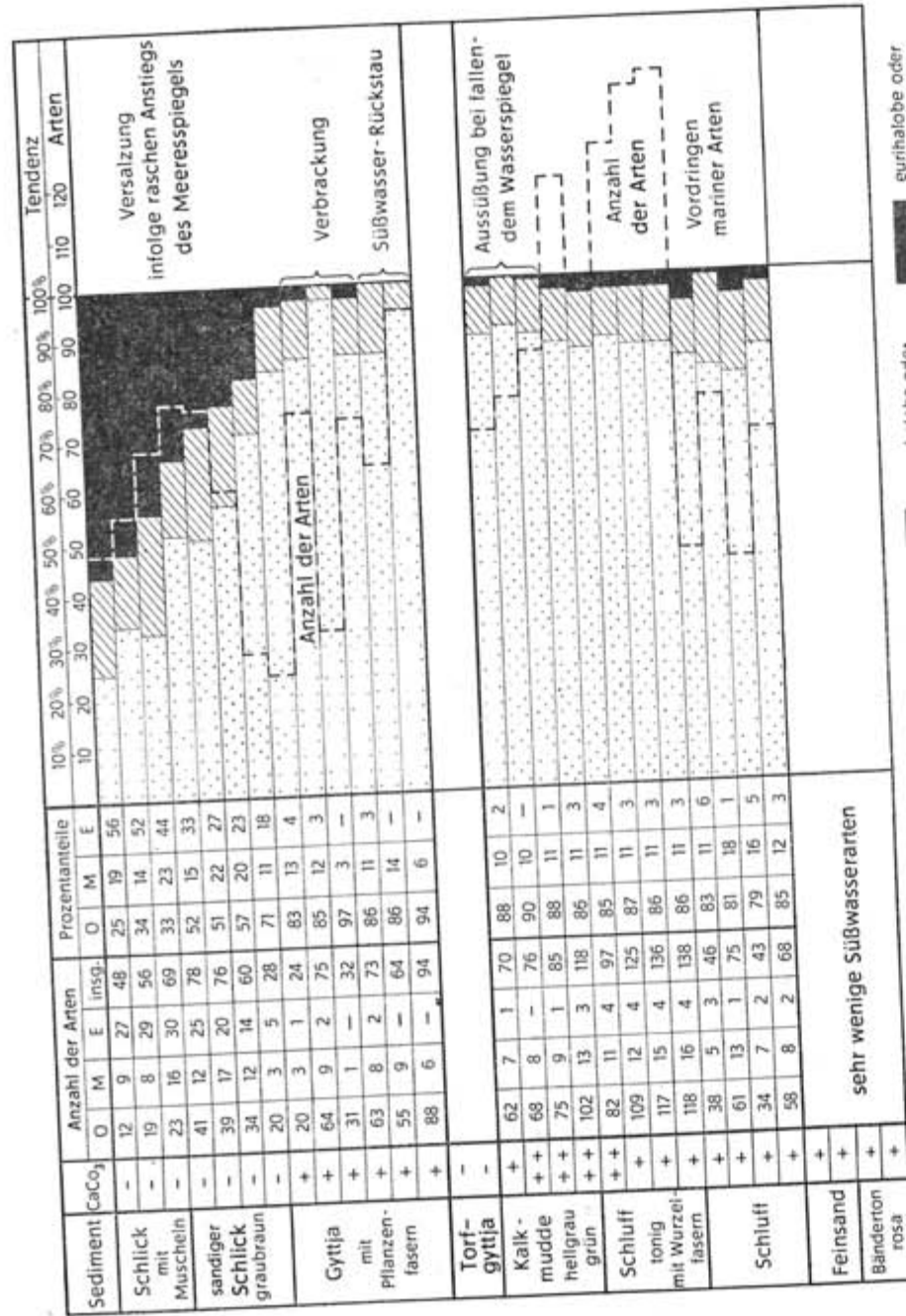


Abb. 4. Entwicklung der Diatomeenflora in der Mecklenburger Bucht nach Schwarzenholz (1965)

Zerstörung der Torfsschicht und Sedimentation der Torfgyttja im flachen Wasser müßte an der Wende vom älteren zum jüngeren Boreal (Va/Vb) erfolgt sein. Die unter der Torfgyttja liegende, pollenreiche Kalkmudde wurde von beiden Bearbeitern ins ältere Boreal gestellt. Die zwischen beiden Sedimenten vorhandene Schichtlücke kommt in den Pollendiagrammen nicht zum Ausdruck.

Auf Grund von Stichproben konnte durch Zagwijn (1965) auch noch der obere Teil der liegenden Feinsand- bzw. Schluffschicht mit dunklen Wurzelfäden in das ältere Boreal einbezogen werden, ohne daß eine genauere Abgrenzung zwischen den Zonen IV/V innerhalb der Schluff- bzw. Feinsandschicht erfolgte.

Die an einzelnen Stationen unterschiedliche Stärke der Torfgyttja läßt auf die teilweise Zerstörung dieser Schicht schließen. Die über der Torfgyttja hangende, kalkreiche Feinstsand- oder Schluffschicht ist nach allen 3 Autoren dem älteren Atlantikum zuzuordnen.

Der scharfe Sprung an der Grenze Vb/VI in dem von Lubliner-Mianowska entworfenen Pollendiagramm ließ auf eine größere Schichtlücke zwischen der borealen Torfgyttja und der frühatlantischen, kalkreichen Schluffschicht schließen. Es fehlen zwischen beiden Flachwasserabsätzen die einst sicher vorhanden gewesenen Strand- und Ufersedimente. Die Grenze zwischen den Zonen VI/VII des Atlantikums ist nach Lubliner-Mianowska zwischen dem humosen Gytja-Schluff und der Schicht sandigen Schlicks mit Mollusken, in der erstmals Foraminiferen angetroffen wurden, zu ziehen. Innerhalb der hangenden Schlickschicht erfolgt ein kontinuierlicher Übergang nach den Zonen VIII und IX.

Zusammenfassend ist folgende Entwicklung der Mecklenburger Bucht zu verzeichnen.

Im älteren Boreal macht sich ein erster schwacher Salzwassereinfluß auf den im zentralen Teil der Mecklenburger Bucht gelegenen flachen Süßwassersee durch das Auftreten einzelner Salz- und Brackwasserdiatomeen bemerkbar. Es ist wahrscheinlich, daß der bis -30 m NN angestiegene Wasserspiegel infolge einer Pendelung am Ende der frühborealen Transgression noch um weitere 2 m gehoben wurde und daß durch Vernässung der Ufer ein Torfwachstum bis zum Niveau von etwa -26 m NN einsetzte. Nach dem Zurücksinken des Meeresspiegels kam es zur Aussüßung und Verlandung des Gewässers.

Für die im Boreal erfolgte Torfbildung zeugt die in den meisten Stechrohrkernen aus dem zentralen Teil der Mecklenburger Bucht enthaltene Torfgyttjaschicht. Die tiefere Lage der Gytja im Zentrum (-30 m NN) mag sich aus dem Vorgang der bei sinkendem Wasserspiegel vom Rande nach dem Zentrum der Mulde fortschreitenden Torfbildung und der bei der endgültigen Überflutung in entgegengesetzter Richtung erfolgten Zerstörung erklären lassen.

Es liegt nahe, die sich wiederholenden Schichtfolgen der alten Uferzone in Zusammenhang mit den von Schwarzenholz festgestellten Veränderungen der Diatomeenflora mehreren Pendelungen des Meeresspiegels um einunddieselbe eustatische Stufe bei -30 m NN zuzuschreiben.

Es ist am Beispiel des zentralen Teils der Mecklenburger Bucht zu erkennen, daß die Beantwortung der Frage nach einem Transgressionskontakt infolge von Pendelungen am Anfang und Ende einer Zeit des Verharrens des Meeresspiegels Schwierigkeiten bereiten kann. Es läßt sich nicht wie bei plötzlich marin überfluteten peat boges eine schärfere Grenze ziehen. Hier kennzeichnet eine Schicht, die alle Flachwassersedimente umfaßt, den für einen längeren Zeitraum gültigen mittleren Wasserstand.



Im Hinblick auf die von KROG (1960, 1965) im Großen Belt entnommenen Stechröhrkerne ist eine gute Übereinstimmung der Proben Nr. 96, 219 und 271 mit den in der Mecklenburger Bucht gewonnenen Proben bezüglich der Schichtfolge um das 30 m — Niveau vorhanden. Es herrscht gleiche Meinung darüber, daß der Wasseranstieg im Großen Belt und in der Mecklenburger Bucht im älteren Boreal begann. Das diesbezüglich tiefste Niveau lag im Großen Belt an Stat. 219 bei -31,5 m NN.

Es blieb in der von der Flußrinne durchzogenen Seenkette im Großen Belt wie in der Mecklenburger Bucht noch während des älteren Atlantikum (VI) bei einem limnischen bzw. schwach brackischen Milieu.

#### Die 24 m — Terrasse am Rande der Mecklenburger Bucht südlich von Lolland

Die am Rande der Mecklenburger und Lübecker Bucht bei etwa -24 m NN im Geschiebemergel erkennbare Terrasse (KOLP 1961, Tafel 23/24) ließ im Zusammenhang mit den im gleichen Niveau südlich von Lolland angetroffenen, dezimeterstarken Torfgyttjaschichten sowie Schluff mit zahlreichen, millimeterstarken, humosen Lagen auf eine weitere Uferterrasse schließen.

Der auf Tafel I abgebildete Stechröhrkern Lo 2 zeigt das Normalprofil im Bereich der 24 m — Terrasse.

Über einem graublauen Bänderton folgt ein kalkhaltiger Fein- bis Mittelsand, der die Überflutungsserie einleitet.

In der hangenden, etwa 1 m starken Schicht lassen Hunderte von wechselnd schluffigen und humosen Lagen einen Abschnitt starker Verzögerung der atlantischen Transgression erkennen.

Eine geringmächtige Decke feinsandigen Schlicks stellt das subrezente, marine Sediment dar.

Die zeitliche Einstufung des humos gebänderten Abschnittes der unter Lolland gewonnenen Stechröhrkerne läßt für Beginn des älteren Atlantikums entscheiden.

Die Diatomeenflora dieses Kernabschnittes spricht für ein oligohalines Gewässer (0,2—5‰) (Tab. 6).

Es ist zu vermerken, daß unter den Diatomeen des schwach brackischen Gewässers zahlreiche Klarseearten vorkommen. Das spricht dafür, daß der Abfluß des östlich der Darßer Schwelle gelegenen Ancyclus-Sees durch die Kadet-Rinne, Mecklenburger Bucht und den Großen Belt erfolgte, wobei ein annähernder Spiegelgleichstand der Gewässer östlich und westlich der Darßer Schwelle herrschte. Die starke Süßwasserzufuhr aus dem Ancyclus-See sowie der Trave, Warnow und Recknitz minderten den marinen Einfluß auf die Mecklenburger Bucht noch während des Verharrens des Meeresspiegels bei -24 m NN erheblich. Die Überflutung des Großen Belts und der westlich der Darßer Schwelle gelegenen Buchten erfolgte demnach durch Rückstau des Süßwassers, das u.a. durch die ursprünglich bis etwa -30 m NN in die Darßer Schwelle eingeschnittene Rinne abfloß (s. KOLP, 1965, Abb. 1, 6). Eine Verbrackung mag durch gelegentliche Salzwassereinbrüche erfolgt sein, so wie noch heute bei bestimmten Sturmwehlerlagen salzhaltigeres Wasser vom Kattegat her in die Ostsee eindringt.

Bis zum Erreichen der 24 m — Terrasse war ein limnisches bis schwach brackisches Milieu vorhanden, das erst bei der breiteren Überflutung der genannten Schwellen des Großen Belts und des Fehmarn Belts in ein

Auszug aus der Diatomeenflora des Abschnittes mit den zahlreich wechselnden Schluff- und Humuslamellen des Stechröhrkernes Lolland 4

+ = 0—10 Individuen  
++ = 11—50 Individuen  
+++ = mehr als 50 Individuen

Species	Milieu	Häufigkeit
<i>Achnanthes Clevei</i> Grunow	(B) S	++
<i>Achnanthes lanceolata</i> Brébisson var <i>rostrata</i> Hustedt	S	++
<i>Amphora proteus</i> Gregory	M B	+
<i>Caloneis bacillum</i> (Grunow) Mereschkowsky	S	++
<i>Caloneis Schumanniana</i> (Grunow) P. T. Cleve	S	++
<i>Cocconeis disculus</i> (Schumann) P. T. Cleve	S	+++ Klarseeart
<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenberg <i>Coccinodiscus</i> sp.	B S	++
<i>Cymatopleura elliptica</i> (Brébisson) W. Schmidt	M	+
<i>Cymbella cuspidata</i> Kützing	B S	++ Klarseeart
<i>Cymbella sinuata</i> Gregory	S	+
<i>Cymbella turgida</i> (Gregory) P. T. Cleve	S	++
<i>Cymbella ventricosa</i> Kützing	S	++
<i>Diploneis decipiens</i> A. Cleve	S	++ Klarseeart
<i>Diploneis didyma</i> Ehrenberg	M B	++
<i>Diploneis domblittensis</i> (Grunow) P. T. Cleve	M B	++
<i>Diploneis elliptica</i> (Kützing) P. T. Cleve	B S	++ Klarseeart
<i>Epithemia hyndmanni</i> W. Smith	(B) S	+++ Klarseeart
<i>Epithemia intermedia</i> Fricke	S	++ Klarseeart
<i>Epithemia Muelleri</i> Fricke	S	++ Klarseeart
<i>Epithemia turgida</i> (Ehrenberg) Kützing	S	++ Klarseeart
<i>Fragilaria brevistriata</i> Grunow	B S	++
<i>Fragilaria construens</i> (Ehrenberg) Grunow	S	+++
<i>Fragilaria construens</i> var. <i>binodis</i> (Ehrenberg) Grunow	(B) S	+++
<i>Fragilaria hungarica</i> Pantocsek	(B) S	+++
<i>Fragilaria inflata</i> (Heiden) Hustedt	S	+++
<i>Fragilaria pu.nata</i> Ehrenberg	S	+++
<i>Gyrosigma attenuatum</i> (Kützing) P. T. Cleve	(B) S	+++
<i>Melosira arenaria</i> Moore	(B) S	++ Klarseeart
<i>Melosira islandica</i> O. Müller	B S	++ Klarseeart
<i>Melosira saltata</i> (Ehrenberg) Kützing	S	+++ Klarseeart
<i>Navicula clementis</i> Grunow	M	+
<i>Navicula forcipata</i> Gréville	(B) S	+
<i>Navicula gastrum</i> E. Cleve	M B	++
<i>Navicula platystoma</i> Ehrenberg	S	+++
<i>Navicula scuelloides</i> W. Smith	B S	++ Klarseeart
<i>Navicula tuscula</i> (Ehrenberg) Grunow	B S	+++ Klarseeart
<i>Nitzschia jonticola</i> Grunow	B S	+++ Klarseeart
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehrenberg) O. Müller	S	+
<i>Stauroneis Smithii</i> Grunow	B S	++
<i>Stephanodiscus astrea</i> (Ehrenberg) Grunow	(B) S	++
<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngbye) Kützing	B S	++ Klarseeart

brackisch-limnisches Milieu überging. Die zunehmende Verbrackung wurde durch das massenhafte Auftreten der Leitform *Mastogloia* in der hellgrauen Schluffschicht über dem humosen Horizont bemerkbar.

Tabelle 7

Häufige Diatomeen im hellgrauen, kalkhaltigen Schluff über der humos gebänderten Schluffschicht eines südlich von Lolland gezogenen Kernes nach D. LANGE (1973)

	Milieu	Lebensweise	Häufigkeit
<i>Achnanthes Clevei</i> Grunow	(B) S	e	++
<i>Epithemia argus</i> Kützing	(B) S	e	++
<i>Epithemia Muelleri</i> Fricke	S	e	+++

	Milieu	Lebensweise	Häufigkeit
<i>Fragilaria brevistriata</i>	S	e	+++
<i>Fragilaria pinnata</i> Ehrenberg	B S	e	++
<i>Gomphonema olivaceum</i> (Lyngbye) Kützing	B S	(p) e	+++
<i>Mastogloia elliptica</i> (Agardh) P. T. Cleve	B	b	++
<i>Mastogloia Grevillei</i> W. Smith	(B) S	b	+
<i>Mastogloia lacustris</i> Grunow var. <i>amphicephala</i> Grunow	(B) S	b	+++
<i>Mastogloia Smithi</i> Thwaites	B	b	+++
<i>Navicula scutelloides</i> W. Smith	B S	b	++
<i>Synedra tabulata</i> (Agardh) Kützing	M B S	e	+
<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngbye) Kützing	(B) S	e	++

## 19 m — Terrasse am Süwestrand der Darßer Schwelle

Zu einem weiteren Verhalten des Meeresspiegels kam es im Niveau von -19 m NN. Dabei wurden atlantische Torfe aufgearbeitet und als Torfgyttja in einer am Rande der Sandbarre vor dem Südwestende der Kadetrinen gelegenen Uferzone abgesetzt (Kolp 1965, Karte 2). Die von H. Schulz (1965) pollenanalytisch untersuchten Gytjtjaprobe sind ins ältere Atlantikum zu stellen.

Bei der starken rezenten Meeresströmung ist mit einer teilweisen und mitunter gänzlichen Zerstörung der humosen Schichten zu rechnen. Bisher ergab sich folgendes Normalprofil:

Tabelle 8

## Normalprofil in der Uferzone am Rande der Sandbarre südwestlich der Kadetrinne. Wassertiefe: 18 m

Tiefe in m unter NN	Sediment	Schichtstärke cm
18,0—18,1	Feiner Sand grau mit Mollusken (rezente Sanddecke).	10
18,1—18,2	Kalkgyttja feinsandig, hellgrau.	10
18,2—18,5	Schluff graubraun mit humosen Bändern (3 Gruppen mit 3—4 mm starken Humusbändern in 10 cm — Abständen).	30
18,5—18,8	Torigyttja schwarzbraun, schwach kalkhaltig.	30
18,8—19,1	Schluff tonig, graubraun, zuunterst mit wechselnd hellen und dunkelbraunen Lamellen, stark kalkhaltig.	30
19,1—19,3	Schluff feinsandig, graugrün, schwach humos, kalkhaltig.	20
19,3—19,4	Feinsand schluffig, hellgrau, stark kalkhaltig.	10
19,4—19,8	Feinsand schluffig, graugrün mit kleinen humosen Nestern, stark kalkhaltig.	40
19,8—20,0	Feinsand grau, schwach schluffig, vereinzelt humose Reste, stark kalkhaltig.	20

Die Diatomeen der liegenden, graugrünen Feinsandschicht bei etwa -20 m NN lassen auf ein brackisch-limnisches Gewässer schließen. Das massenhafte Auftreten von *Mastogloia Smithii* Thwaites, *Mastogloia elliptica* (Agardh) P. T. Cleve und *Mastogloia lacustris* Grunow var. *amphicephala* Grunow läßt auf die baltische Mastogloia-Phase schließen. Die häufigsten Arten der in graugrünen Feinsand von etwa 19,4—19,8 m NN angetroffenen Flora sind in Tabelle 9 angeführt.

Es handelt sich um die annähernd gleiche Flora wie in dem an der etwa 20 sm entfernt gelegenen Station Lo 2 entnommenen Stechrohrkern. Dort wurde die Mastogloia-Gemeinschaft erst oberhalb der humos gebänderten Schicht bei etwa -23 m NN angetroffen (Tafel I).

## Häufigste Diatomeen in der graugrünen Feinsandschicht des Kernes DS 8 (1971) bei -19,6 m NN nach D. LANGE

	Milieu	Lebensweise	Häufigkeit
<i>Achnanthes flexella</i> Kützing	S	e	+++
<i>Cyclotella antiqua</i> W. Smith	S	e	++
<i>Diploneis domblittensis</i> (Grunow) P. T. Cleve	B (S)	b	++
<i>Epithemia argus</i> Kützing	(B) S	e	+++
<i>Mastogloia elliptica</i> (Agardh) P. T. Cleve	B	b	+++
<i>Mastogloia lacustris</i> Grunow var. <i>antiqua</i> Schumann	S	b	++
<i>Mastogloia lacustris</i> Grunow var. <i>amphicephala</i> Grunow	(B) S	b	+++
<i>Mastogloia Grevillei</i> W. Smith	(B) S	b	+++
<i>Mastogloia Smithii</i> Thwaites	B	b	++
<i>Navicula tuscua</i> Ehrenberg	(B) S	b	+++
<i>Nitzschia denticulata</i> Grunow	(B) S	b	+++
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehrenberg) O. Müller	B S		+++

Die hangenden Schichten der zum Teil stark kalkhaltigen Ufersedimente und insbesondere die Kalkgyttja weisen deutlich auf ein Zurücksinken des Wasserspiegels am Ende der Mastogloia-Phase und auf eine Ausübung des im Bereich der 19 m — Terrasse schon vorher recht flachen Gewässers hin. Dafür spricht auch die fast nur limnische Arten umfassende Diatomeenflora der oberen, humosen Horizonte.

Bei Annahme eines 2—3 m höheren Spiegelstandes gegen Ende der Mastogloia-Phase erfolgte beim Zurücksinken des Meeresspiegels auf die 19 m — Terrasse eine Verengung der über die Darßer Schwelle hinwegführenden, 10 sm breiten Meeresstraße um etwa die Hälfte.

Die nach dem Alter und dem Niveau eine Mittellage zwischen der 24 m — Terrasse und der 13 m — Terrasse einnehmende Uferterrasse wurde in Anlehnung an die Darstellung von Florin (1944) als Clypeus-Stufe bezeichnet. Es handelt sich um das letzte Verhalten des Meeresspiegels vor der endgültigen Überflutung der Darßer Schwelle und der damit einsetzenden brackisch-marinen Phase des Litorina-Meeres.

## Die 13 m — Terrasse in der westlichen und südlichen Ostsee sowie im Greifswalder Bodden

Die von der Mecklenburger Bucht bis in die Oder Bucht zu verfolgende 13 m — Terrasse stellt einen Leithorizont dar, welcher der als Litorina I-Stufe bezeichneten Phase der atlantischen Transgression entspricht.

Um etwa 5000 v.d.Zw. lag das Litorina Meer teils noch weit von der heutigen Küste entfernt. Die Insel Fehmarn bildete damals den nördlichsten Teil der Halbinsel Wagrien. Vor der heutigen Wismarer Bucht, der Rostocker Heide und dem Darß lag ein breiter Streifen festen Landes, dessen Küste einen teils glatten Verlauf aufwies. Nur der Plantagenet Grund lag als weit vorgeschobene Halbinsel zwischen zwei tief eingeschnittenen Meeresbuchten. Die Inseln Rügen und Hiddensee gehörten zum Festland. Zwischen der Ostküste Rügens und der Greifswalder Oie einerseits sowie der im Süden mit dem Festland verbundenen Oder Bank schob sich eine Meeresbucht weit nach Südosten in Richtung der Odermündung vor. Westlich und östlich des Landanschlusses der Oder Bank waren wahrscheinlich

zwei Haffseen vorhanden, in welche die Peene und Oder sowie die Dievenow und Rega mündeten und sich jeweils zu einem Strom vereinigten, von denen der westliche als Uroder bezeichnet wurde. Der Oderhalbinsel gegenüber lag als Insel der Adler Grund.

Verlässliche Wasserstandsmarken sind wiederum in den Ufersedimenten zu erblicken.

Das als Cardium-Klei bezeichnete, nach der Diatomeenflora hochlitorine Sediment, das sich sowohl an der südlichen Ostsee- als auch Nordseeküste verbreitet findet, stellt einen an Cardien reichen, durch die Auflast der beim weiteren Meeresanstieg über ihn landwärts hinwegschreitenden Strandwälle und Dünen gepreßten Schlick von olivgrauer Farbe und kräftigem H<sub>2</sub>S-Geruch dar. Er findet sich dort, wo nach See hin offene, im tiefsten Teil von Flüssen durchzogene Buchten während des Litorina I-Haltes durch Haken und Nehrungen abgeriegelt wurden. Der Klei verdankt seine Erhaltung der Tatsache, daß er im Bereich von Strand und Schorre unter etlichen Metern Sand geschützt lag, bis er in Tiefen von 10 bis 12 m am Meeresgrund wieder freigelegt wurde. Klei findet sich vor der Außenküste und unter den Nehrungen bis zum Abfall der haffseitigen Schar. Im Haff oder Bodden wird nur ein an Cardien reicher, olivgrauer Schlick mit deutlichem H<sub>2</sub>S-Geruch als litorines Sediment angebrochen.

Die Unterkante der Kleischicht reicht bis in 12–13 m Tiefe hinab. Als zusätzliche Marken der litorinen Außenküste kommen im 13 m — Niveau Strandterrassen im Geschiebemergel sowie Blockwälle, die durch die Brandung aus Jahresmoränen ausgewaschen wurden, in Frage. Auch fossile Strandseifen, die bei der Zerstörung litoriner Dünenwälle in der Nähe des alten Strandplanums zurückblieben, bezeichnen den alten Küstenverlauf.

Litorina-Klei findet sich vor der heutigen Küste bei Warnemünde, vor Wustrow auf dem Fischlande, vor Ahrenshoop, querab von Darßer Ort, vor Zingst und in der zwischen Rügen und Hiddensee gelegenen Bucht des Libben.

Eine im Geschiebemergel ausgebildete Strandterrasse, deren etwa 50 cm starke Geröllbedeckung vorwiegend aus Feuerstein besteht, wurde am Ostrande des Plantagenet Grundes erkundet. In einem am Osthang des mittleren Teils der Oder Bank entnommenen Stechröhrkern fand sich in 13 m Tiefe ein für die Uferzone des östlichen Haffgewässers typischer Molluskenhorizont mit vorwiegend mittelgroßen, schwachschaligen Cardien und zahlreichen Exemplaren von *Hydrobia ulvae*. Ein ähnlicher Horizont in 13–14 m Tiefe unter der Wasseroberfläche am Süzipfel der Oder Bank war von Deecke (1907) beschrieben worden.

Litorine Torfgyttjen wurden nur am Rande weiter zurückliegender Gewässer gefunden, die durch Förden und Flußläufe zur Zeit des Verharrens mit dem Meeresspiegel kommunizierten, wie z.B. im Greifswalder Bodden. Während des Stillstandes des Meeresspiegels entstanden dort Torflager, die beim Fortgang der Transgression zu Beginn der Litorina II-Phase in Torfgyttja umgewandelt wurden. Über der im oberen Abschnitt schon Salzwasserdiatomeen enthaltenden Torfgyttjaschicht findet sich in der Regel ein aus Molluskenbreccie von vorwiegend schwachschaligem *Cardium edule*, *Mytilus* und *Hydrobia ulvae* (s. Tafel I). Der „Transgressionskontakt“ ist demnach bereits in der Torfgyttjaschicht zu suchen.

Die im engmaschigen Netz entnommenen Stechröhrkerne enthielten bis 67 cm lange Torfgyttjaprobieren, deren untere Grenze bei –13,6 m NN lag. Die Anordnung der Torfgyttja enthaltenden Stechröhrkerne gegen-

über reinen Schlickkernen ließ für die Zeit des Torfwachstums offene Wasserflächen und angrenzende, vertorfte Niederungen unterscheiden. Demnach war im tiefsten Teil der zwischen der südrügenschon und zentralrügenschon Moränenstaffel gelegenen Mulde ein See vorhanden, in welchen Ryck und Strelasund mündeten. Zwei kleinere, isolierte Seen lagen zwischen dem Hauptsee und den mit großen Blöcken bedeckten Geschiebemergelkuppen von Groß Stubber.

Der Abfluß der zentralen Mulde durchbrach die zentralrügenschon Staffeln zwischen Vilm Grund und Groß Stubber. Nach einer seartigen Erweiterung in der nördlich der Moränenstaffel gelegenen Mulde wechselte die Abflußrichtung nach Südosten. Es ist nicht möglich, den Verlauf des sich zwischen den kleineren Gründen hindurchwindenden Tiefs vollständig anzugeben. Die Suche in der vor der Außenküste von Usedom bei Karlshagen durch die 10 m — Isobathe bezeichneten Bucht ergab einen weiteren Gytjtjafund in 13,2 m Tiefe.

Demnach erfolgte südlich der Insel Ruden eine Vereinigung mit dem Peenestrom.

Das Normalprofil im zentralen Teil des Greifswalder Boddens ist Tab. 10 zu entnehmen. Die Molluskenbreccie und Schlickschicht im oberen Abschnitt des Profils deuten auf eine entscheidende Änderung des Milieus bei der Überflutung während der zweiten Litorina-Phase hin (Taf. I, Kern 251).

Sedimente des Greifswalder Boddens

Tabelle 10

maximale Schichtstärke cm	Sediment
400	Schlick feinsandig, olivgrau, weich mit zahlreichen Cardiumschalen, starker H <sub>2</sub> S — Geruch, kalkhaltig.
10	Molluskenbreccie (überwiegend <i>Cardium</i> und <i>Mytilus</i> dünnschalig ab –12,5 m NN; Häufung bei –11,5 m NN.
67	Torfgyttja, Unterkante bei –13,6 m NN.
45	Fein- bis Mittelsand grau, kalkhaltig.
30	Kalkgyttja feinsandig, schluffig, hellbraun.
100	Feinsand tonig — Ton feinsandig, graugrün mit humosen Lagen, kalkhaltig.
100	Feinsand — Ton grau, vereinzelt Steine und kleine Kreidebröckchen enthaltend, kalkhaltig.
40	Fein- bis grobkörniger Sand in Lagen wechselnd.
5	Kies, Steine.
	Geschiebemergel graublau, oft Kreidebröckchen enthaltend.

Die Untersuchung der in den Schichten unterhalb der Torfgyttja enthaltenen Diatomeen ließ auf ein limnisches Milieu schließen. Es wurden u.a. etliche Vertreter einer Klarseeflora angetroffen. Das Auftreten dieser Arten auch in anderen Bodden- und Haffgewässern der südlichen Ostseeküste bedarf noch einer Klärung. Es könnte sich um Relikte einer älteren Flora handeln. Es gilt aber auch die Frage nach der zeitlichen Verschiebbarkeit des Vorkommens dieser Arten zu klären.

Eine zweite litorine Terrasse im Niveau von etwa –7 m NN deutet sich an den Rändern der im östlichen Teil des Greifswalder Boddens gelegenen Geschiebemergelauftragungen des Groß Stubber, Klein Stubber, des Rugia- und Ellida Grundes sowie vor Lubmin an. Es wurden auch in diesem Niveau humose Schichten beobachtet. Blockwälle vor der Stoltera bei Warnemünde und vor dem Dornbusch auf Hiddensee weisen eben-



Individuenreich auftretende Diatomeenarten in den unteren Schichten  
des Kernes 129 aus dem Greifswalder Bodden nach D. LANGE

1. *Stephanodiscus astrea* var. *typicus* (E.) Grunow
2. *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehrenberg
3. *Cocconeis disculus* Schumann P. T. Cleve
4. *Mastogloia Smithii* Thwaites
5. *Gyrosigma attenuatum* (Kützing) Rabenhorst
6. *Navicula Jentzschii* Grunow
7. *Navicula oblonga* Kützing
8. *Navicula scutelloides* W. Smith
9. *Navicula radiosa* Kützing
10. *Navicula tuscula* (Ehrenberg) Grunow
11. *Cymbella affinis* Kützing
12. *Cymbella sinuata* Gregory
13. *Gomphonema intricatum* Kützing
14. *Epithemia Muelleri* Fricke
15. *Epithemia turgida* (Ehrenberg) Kützing
16. *Cymatopleura elliptica* (Brébisson) Smith

falls darauf hin. Die Prerow Bank und die höchsten Punkte auf der Oder Bank lassen die umgebenden Flächen mit einem älteren Strandplanum in Zusammenhang sehen.

### Rückblick

Die bisweilen schwierigen Untersuchungen des marinen Einflusses während der Phasen der atlantischen Transgression im Bereich der Mecklenburger Bucht und Darßer Schwelle fanden an den von Tapfer (1940) mit Hilfe von Bohrungen an der Küste gewonnenen Ergebnissen guten Rückhalt. Tapfer hatte bereits einzelne Stadien bei -24 m, -19 m und -13,5 m NN unterschieden. Es kann sich bei der auffälligen Übereinstimmung mit den submarinen Terrassen kaum um einen Zufall handeln.

Die von N. Exon (1972) für die Konstruktion einer glatt durchgezogenen, eustatischen Kurve aus der Kieler Bucht angeführten Proben lassen eine Verdichtung auf denselben Tiefenstufen erkennen.

Die zeitliche Einordnung der älteren submarinen Hauptterrassen erfolgte in Einklang mit den Angaben für die südwestfinnischen Uferterrassen von Donner (1964, 1969) und für die Phasen negativer Strandlinienverschiebungen in Mittelschweden von Florin (1944, 1963).

Beim Blick von Land her mag der Entwurf einer treppenförmigen, eustatischen Kurve immer noch gewagt erscheinen. Von See her kommend, liegt ein solcher Schritt in Hinblick auf die weit zu verfolgenden submarinen Terrassen sehr nahe (Taf. I).

Zu der umstrittenen Frage des Ancyclus-Sees ist rückblickend festzustellen, daß zur Zeit des Meeresspiegelstillstandes bei -45 m NN eine fast vollständige Aussüßung des im Arkona Becken vorhandenen Gewässers erfolgte und den Beginn der Ancyclus-Phase ankündigte. Auf Grund des Auftretens zahlreicher Klarseearten unter den Diatomeen westlich der Darßer Schwelle in den bei -24 m NN angetroffenen Ufersedimenten konnte auf einen Spiegelgleichstand der Gewässer östlich und westlich der Darßer Schwelle geschlossen werden. Eine schwächere Zufuhr von Brackwasser in den Ancyclus-See durch die in der Darßer Schwelle vorhandene Rinne war bis zum Erreichen der 24 m - Terrasse möglich. Eine zunehmende Verbrackung des östlich der Darßer Schwelle gelegenen Großgewässers erfolgte erst beim weiteren Anstieg der zu einer ersten,

teilweisen Überflutung der Darßer Schwelle führte. Angesichts der sukzessiven Verbrackung des östlich der Darßer Schwelle gelegenen Großgewässers seit der Überflutung der Mecklenburger Bucht ist bei der endgültigen Überwindung der 25 m - Schwellen der Beltsee eine Grenze zu ziehen und der Beginn der Mastogloia-Phase anzunehmen, während die Litorina-Phase seit der endgültigen Überflutung der Darßer Schwelle (-19 m NN) einsetzte.

### LITERATUR

- ALHONEN, P.: 1971. The Stages of the Baltic Sea as indicated by the Diatom Stratigraphy. Acta Botanica Fennica, 92, Helsinki.
- BEHRE, K.-E. & B. MENKE: 1969. Pollenanalytische Untersuchungen an einem Bohrkern der südlichen Doggerbank. Beitr. z. Meereskunde 24-25, S. 122-29, Berlin.
- BERZIN, L. E.: 1967. Über das Alter der Ostseetransgressionen und die Niveauschwankungen im Zipfel des Rigaer Meerbusens während des früheren und mittleren Holozäns. Baltica, 3, S. 87-104, Vilnius.
- BRODNIOWICZ, I. & B. ROSA: 1967. Die Bohrung und Fauna in Czolpino, Polen. Baltica, 3, S. 61-86, Vilnius.
- DAHM, H. D.: 1956. Diatomeenuntersuchungen zur Geschichte der westlichen Ostsee. Meyniana, 5, S. 7-50, Kiel.
- DIEBEL, K. & E. PIETRZENIUK: 1971. Holozäne Ostrakoden von der Dogger Bank, Nordsee. Bull. Centr. Rech. Pausnap, 5, S. 377-90.
- DEECKE, W.: 1907. Geologie von Pommern, Berlin.
- DONNER, J. J.: 1969. A profile across Fennoscandia of late Weichselian and Flandrian shore-lines. Soc. Sc. Fennica, Comment. Physico Mathem., 36, Nr. 1, Helsinki.
- EXON, N.: 1972. Sedimentation in the Outer Flensburg Fjord Area (Baltic Sea) since the last glaciation. Meyniana, 22, S. 5-62, Kiel.
- FAIRBRIDGE, R. W.: 1961. Eustatic changes in Sea-level. Physics and Chemistry of the Earth, 4, S. 99-185, New York.
- FLORIN, St.: 1944. Havstrandens Förskjutningar och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. I Allmän översikt. Geol. Fören. i Stockh. Förh., 66, S. 551-634, Stockholm.
- FLORIN, St.: 1963. Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. Baltica, 1, S. 233-63, Vilnius.
- KOSTER, R.: 1967. Der nacheiszeitliche Transgressionsverlauf an der Schleswig-holsteinischen Ostseeküste im Vergleich mit den Kurven des weltweiten eustatischen Wasseranstieges. Baltica, 3, S. 23-41, Vilnius.
- KOLP, O.: 1964. Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. Petermanns Geogr. Mitt., 4, S. 249-54, Gotha.
- KOLP, O.: 1965. Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. Beitr. z. Meereskunde, 12-14, S. 19-59, Berlin.
- KOLP, O.: 1967. Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Bornholm-Mulde seit dem Spätglazial. Petermanns Geogr. Mitt., 3, S. 207-13, Gotha.
- KROG, H.: 1965. On the post-glacial development of the Great Belt. Baltica, 2, S. 47-60, Vilnius, 1965.
- KROG, H.: 1965. Ergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen von zwei Torfkernen aus der Mecklenburger Bucht. Beitr. z. Meereskunde, 12-14, S. 60-61, Berlin, 1965.
- LANGE, W. & B. MENKE: 1967. Beiträge zur frühpostglazialen erdung vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flußgeschichte und zur Genese des sogenannten Basistorfies. Meyniana, 17, S. 29-44, Kiel.
- LIPINSKI, G. P. v. & F. WIEGANK: 1969. Foraminiferen aus dem Holozän der Doggerbank. Beitr. z. Meereskunde, 12-14, S. 130-74, Berlin.



- LUBLINER-MIANOWSKA, K.*: 1965. Die Pollenanalyse einer Stechrohrprobe aus der Mecklenburger Bucht. Beitr. z. Meereskde., 12—14, S. 62—77, Berlin.
- MUNTHE, H.*: 1940. Om nordens, främst Baltikums, senkvartära Utveckling och Stenålderbebyggelse. Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar, Ser. 3, 19, Nr. 1, 242 S., Stockholm.
- REID, C.*: 1913. Submerged forests. Cambridge.
- SAURAMO, M.*: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Sc. Fennicae, Ser. A, III, Geol.-Geograph., 51, 522 S., Helsinki.
- SCHULZ, B.*: 1937. Die deutsche Nordsee, ihre Küsten und Inseln. Bielefeld.
- TAPPER, E.*: 1940. Die Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. Geol. d. Meere und Binnengewässer, 4, S. 113—244, Berlin.
- VEENSTRA, H. J.*: 1965. Geology of the Dogger Bank area, North Sea. Marine Geology, 3, S. 245—62, Amsterdam.

Eingegangen: 12.II.1972

## ПОДВОДНЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ТЕРРАСЫ ЮЖНОЙ БАЛТИКИ И СЕВЕРНОГО МОРЯ КАК ПОКАЗАТЕЛИ СКАЧКООБРАЗНОГО ПОДНЯТИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

ОТТО КОЛЫП

РЕЗЮМЕ

В 1960-70 гг. Институтом мореведения АН ГДР в Варнемюнде под руководством автора проведенные морские геологические исследования преследовали цель изучения отложений и подводных береговых террас, относящихся к отдельным стадиям развития Балтийского моря. Подводные террасы были обнаружены и по возможности прослежены в краевой части илистых котловин Западной и Южной Балтики.

Трудности, возникшие в связи с установлением возраста подводной террасы — 45 м, обнаруженной в юго-западной части Арконского бассейна, привели к необходимости проведения исследований в илистой котловине южнее Доггер банки, расположенной в южной части Северного моря, где присутствует хорошо выражена подводная терраса на той же глубине.

На глубинах 60 м, 45 м, 30 м, 24 м, 19 м, 13 м, и 7 м расположены подводные террасы свидетельствуют о повторных задержках в подъеме уровня моря в течение древнего и среднего голоцена.

В основу построения новой ступенчатообразной кривой эвстатического подъема уровня моря легла повторяющаяся смена фаз трансгрессий и стагнации уровня. Несмотря на систематические поиски, не удалось найти данных, указывающих на регрессию порядка 5—8 м. Однако обнаруженные в кернах грунтовых трубок повторяющиеся пачек мелководных осадков позволяет предполагать возможность осцилляций уровня моря в пределах 1—3 м в начале и конце отдельных фаз трансгрессий.

В южной и западной частях Балтики отчетливо прослеживаемые 7 основных террас и соответствующие им этапы поднятия уровня моря были отнесены к определенным фазам развития Балтийского моря: Иольдия, Эхененс Анцилюс, Мастоглоя, Клипеус, Литорина I и Литорина II.

Следует отметить, что результаты бурений в море хорошо согласуются с данными буровых скважин на побережьях Кильской и Любекской бухт (Tapper, 1940), а также в приустьевой части р. Эйдер (Menke, 1968).

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЕЙ ВОДОЕМОВ

К. К. МАРКОВ, Москва

### Постановка вопроса

Симпозиум имеет целью рассмотреть колебания уровней лишь двух водоемов: Балтийского и Черного морей; и только в послеледниковое время. Цель конкретная, но не будем стремиться придать ее конкретности слишком ограниченное значение, тема этого не заслужила.

Действительно: Балтийское и Черное моря являются теперь, были в послеледниковое время и раньше, частями океана; следовательно, проблема колебаний уровней этих двух морей в послеледниковом времени является частью проблемы колебаний уровня океана. Балтийское и Черное моря не один раз превращались в сточные озера, и, следовательно, испытывали сходные с последними закономерности колебания уровня, как было давно доказано Герардом де Геером (De Geer, 1888—1890), колебания, обусловленные тектоническими процессами. Черное море, временами превращаясь в замкнутый водоем, возможно, становилось и бессточным озером-морем типа современного Каспийского моря. Колебания уровня Каспийского бассейна вызывались климатическими изменениями, а значит, возможно, и колебания Черноморского бассейна.

Таким образом, и Балтийское и Черное моря, являясь, конечно, индивидуальностями, сродни и всем трем основным историческим типам водоемов, выделенным мной еще в 1948 году (Марков, 1948). Такова одна из причин целесообразности обзора задач Симпозиума на широком пространственно-историческом фоне. Но имеется еще и вторая и третья причины.

Вторая причина заключается в том, что «тылы» Балтики и Черноморья образуют многочисленные и различные озерные водоемы Советского Союза. Они являются предметом специального исследования со стороны кафедры Общей физической географии и палеогеографии Московского Университета и состоящей при ней лаборатории изучения новейших отложений и палеогеографии плейстоцена. Наши исследования (руководитель — З. В. Алешинская) уже охватывают историю двух основных типов озер: 1) бессточных — каспийского типа, но горных (Иссык-Куль, Чатыр-Куль, Кара-Куль) и 2) сточного (но не скандинавского типа) равнинного озера Неро. С надеждой взираем мы на классическое озеро фенноскандинавского типа — на Онежское озеро, история которого остается и до сих пор почти не изученной.

Я уже отмечал, что изучение истории озер — часть проблемы изучения истории Балтийского и Черного морей.

Остается назвать третий мотив этого сообщения. Заключается он в появлении новых, но относящихся к вопросам, затронутым и в прежних работах кафедры. На этот раз я имею в виду не общую проблему географических типов колебаний уровня водоемов, а специально проблему послеледниковых колебаний уровней Балтийского и Черного морей. Или еще точнее и уже: я имею в виду гляциостатическую послеледниковую (голоценовую) океаническую трансгрессию, о которой до сих пор ведутся споры — была ли такая, т. е. гляциостатическая трансгрессия, в действительности? Был ли всплеск, а потом спад гляциостатической трансгрессивной волны? Этому вопросу, являющемуся непосредственной темой симпозиума, посвящается также сообщение И. А. Суетовой.

### Географические типы колебаний уровней водоемов

Я различаю три основные типа колебаний уровней водоемов: 1. Тип океанический — Мировой океан и все моря (Балтийское, Черное), поскольку они являлись (являются) ответвлениями Мирового океана.

Колебания уровня океана в плейстоцене, включая голоцен, отражали сочетание тектонических (включая изостатические) и эвстатических (включая гляциостатические) процессов.

В плейстоцене для океана была характерна тектонико-эвстатическая регрессия, установленная еще Э. Зюссом (Марков, 1948), с «наложенными» на нее ритмическими волнами гляциостатических трансгрессий и регрессий. Послеледниковая предполагаемая гляциостатическая трансгрессия — литориновая, черноморская — один из кадров гляциостатического процесса.

2. Тип сточных озер. Озерный тектонический (изостатический) тип колебания уровня озер в великолепной работе Г. де Геера (1888—1890), упомянутой выше, опубликованной в Швеции в конце прошлого века. Де Геер дал могучий толчок исследованиям истории озер Фенноскандинавии, где имел (и имеет) многочисленных последователей, также и Северной Америки. Но воспользуюсь поводом для терминологического уточнения. Речь идет, собственно говоря, не о колебании уровня сточных озер, а об изменении высоты древних береговых линий таких озер по отношению к уровню последних. Высота самого уровня озер почти не изменялась, так как благодаря постоянной проточности озер, уровни регулировались порогом стока озер. Благодаря остроумно и точно выполненным исследованиям скандинавов для положений древних береговых линий, устанавливаются амплитуды и формы тектонических, включая и изостатических, деформаций. Известна, например, прекрасная монография В. Ауэра об истории финского озера Вайяанавези (Auer, 1924). И нельзя не высказать сожаления, что методика и теория де Геера почти не получила распространения в нашей стране. Единственное исключение представляет собой эстонское озеро Виртсарв, изученное К. К. Орвику, и отчасти — Ладожское озеро (Лаборатория Озероведения АН СССР).

Полезно будет еще раз упомянуть наше равнодушие к такому великоленному объекту как Онежское озеро. Пятьдесят лет тому назад Г. Ю. Верещагин и сорок лет тому назад Б. Ф. Земляков едва только приблизились к этой проблеме (Верещагин, 1926; Земляков, 1936).

Гораздо южнее, не на Фенноскандинавском щите, а на Русской платформе, в 200 км севернее Москвы, находится озеро Неро, изучаемое, как сказано выше, Московским Университетом. Надеюсь, что озеру Неро придется сыграть свою роль в понимании истории водоемов. Достаточно

упоминуть, что большая впадина оз. Неро выполнена 150-ти метровой толщей осадков, преимущественно озерных; что озеро окаймлено четырьмя уровнями террас; что его послеледниковый уровень был то выше, то ниже современного уровня озера Неро. Не разрешена задача объяснения механизма больших колебаний уровня озера, который (уровень) должен был регулироваться его истоком — рекой Устье-Которосль (озеро оставалось проточным).

Озером фенноскандинавского типа становилось — и не раз — Балтийское море, например, в течение его анциловой истории. Вот почему мы не уклонились от темы Симпозиума.

3. Тип м о р е й - о з е р — третий географический тип развития водоемов. Наиболее грандиозный его представитель — Каспийское море. Несколько лет тому назад тремя авторами закономерности колебаний уровня Каспийского моря были анализированы с климато-гидрологической точки зрения и количественно доказан климатический (гидрократический) механизм подобных колебаний (Калинин и др., 1966).

Теперь установлен согласный ритм этих колебаний в пределах всего субтропического и засушливой части умеренного пояса Северного полушария Земли. Звеньями этой цепи являются озера Большого Бассейна (США) — Мертвое «море» — Каспийское «море» — озеро Иссык-куль, Монгольские озера. История озера Иссык-куль изучена тоже кафедрой Общей физической географии и палеогеографии Московского Университета (З. В. Алешинская) [1]. Главный механизм колебаний уровней было испарение, возраставшее в межледниковые эпохи и уменьшавшееся в эпохи трансгрессий — в ледниковые эпохи.

Не ушли ли мы этот раз от темы Симпозиума? Но и это опасение ошибочно. Соседом Каспийского озера-моря является Черное море, которое в древнеэвксинскую и новозэвксинскую стадии представляло собой аналог Каспия в любую фазу состояния последнего в плейстоцене. Использование указанной аналогии с хорошо изученным соседом может нам помочь постигнуть механизм колебаний уровня Черного моря, еще не проанализированный для эпох его обособленного существования. Между тем, аналогии несомненны. Например, нарастание трансгрессии за все время последнего потепления климата началось и для Балтийского и для Черного морей от исходных низких уровней.

### Существовала ли послеледниковая гляциостатическая трансгрессия?

Эта трансгрессия — прямая тема Симпозиума. Я имею в виду не только всплеск этой волны в послеледниковое время, который датируют, примерно, пятым тысячелетием, но и последующий спад трансгрессивной волны. Механизм предполагают чаще всего гляциостатический, т. е., в конце концов, климатический. В большинстве случаев принимается «избыточное» растаивание материковых льдов в связи с послеледниковым климатическим оптимумом и последующее нарастание льдов в связи с послеледниковым «ухудшением» климата. Соответственно — трансгрессия, а за ней — регрессия. Такого распространенного объяснение литориновой (литориновых) трансгрессий (плюс изостатический фактор).

Гляциостатический механизм трансгрессивной фазы волны не вызывает сомнений. Процесс растянулся на полтора или более десятка тысяч лет, по мере того, как льды таяли и океан наполнялся водой. Но установившиеся представления относительного большого постоянства

объема Антарктического и, отчасти, Гренландского ледниковых щитов привели И. А. Суетову к мысли повторить ее же прежние расчеты на новой основе. Она получила уменьшенный итог амплитуды самой трансгрессии (Марков и др., 1968).

Что касается последующей гляциоэвстатической регрессии, то она не была проверена такими же тщательными расчетами, и вывод о ней, так сказать, «повис в воздухе». Но если такой регрессии не произошло, не было и обособленной волны послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии. Поэтому расчеты стали необходимостью.

Расчеты эти опираются на существенно изменившуюся за десяток лет теоретическую базу. Во-первых, в расчеты введена масса баренцового ледникового щита (Гроссвальд, 1970; Corbel, 1960; Норре, 1970). Во-вторых, появились обзорные данные о голоценовом Гренландском ледниковом щите (Weidick, 1968). В-третьих, и это самое главное, стали известны еще новые доказательства стабильности Антарктического и Гренландского ледниковых щитов (Science, 1969; 1970).

В целом нет оснований к заключению, что за счет Антарктиды плюс Гренландии — двух современных (и древних) ледниковых гигантов — гляциоэвстатическая трансгрессия сменялась регрессией после климатического оптимума голоцена.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АЛЕШИНСКАЯ З. В., БОНДАРЕВ Л. Г.: 1970 г. Колебания уровня озера Иссык-Куль в позднем плейстоцене и голоцене. Сб. Вопросы географии № 79.
- ВЕРЕЩАГИН Г. Ю.: 1926. Положительные и отрицательные движения береговой линии на оз. Сегозера. Труды Олонецкой научной экспедиции, ч. III, Геология, вып. I.
- ГРОССВАЛЬД М. Г.: 1970. Некоторые особенности оледенений материковых шельфов (на примере Европейской Арктики). Мат. гляциологич. исследований. Хроника обсуждения, вып. 16, М.
- ЗЕМЛЯКОВ Б. Ф.: 1936. Четвертичная геология Карелии. П.
- КАЛИНИН Г. П., МАРКОВ К. К., СУЕТОВА И. А.: 1966. Колебания уровня водоемов Земли в новейшем геологическом прошлом. Океанология, VI, вып. 5, 6.
- МАРКОВ К. К., 1948. О механизме колебания уровня водоемов. Вестник Московского Университета № 8, стр. 85—95.
- МАРКОВ К. К., БАРДИН В. И., ЛЕБЕДЕВ В. Л., ОРЛОВ А. И., СУЕТОВА И. А.: 1968. География Антарктиды. М. Изд-во «Мысль», М.
- AUER V.: 1924. Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisee. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, 69.
- CORBEL J.: 1960. Les soulevement des terres autour de la mer de Barentz. Revue de Geogr. de Lyon, v. 35, part. 3.
- DE GEER G.: 1888—1890. Om Skandinaviens nivåförändringar under Quartärperioden. Geol. Fören. Förh., 10, 12.
- HOPPE G.: 1970. The Würm ice sheets of Northern and Arctic Europe. I.
- SCIENCE.: 1969. v. 166 n. 3903 p. 57—60.
- SCIENCE.: 1970. v. 168. n. 3939 p. 1570—1572.
- WEIDICK A.: 1968. Observations on some holocene glacial fluctuations in West Greenland.

Поступило: 9.11.1972

## SOME REGULARITIES OF WATER LEVEL FLUCTUATIONS IN THE BASINS

by

K. K. MARKOV

#### SUMMARY

One can distinguish three main types of level fluctuations in the water basins.

1. The ocean type includes the World Ocean and all seas (the Baltic Sea, Black Sea) because these seas are the part of the World Ocean. In the Pleistocene the Ocean has been characterized by the tecto-eustatic regression with the waves of glacio-eustatic transgressions and regressions layed on it.

2. The type of sewage lakes (abundance moisture regions). These lakes level fluctuation has a tectonic (not a climatic) origin (the Vanajavesi Lake, Lake Ladoga, Võrtsjärv Lake).

3. The type of sea-lakes. Evaporation is the main mechanism of level fluctuations. Evaporation was increasing during interglacial epochs and decreasing during glacial epochs (the Great Basin Lakes (USA), Dead Sea, Caspian Sea (Lake), Issyk-Kul Lake, Mongolian lakes).



## КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА АМПЛИТУД ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИХ ТРАНСГРЕССИЙ И РЕГРЕССИЙ ОКЕАНА

*И. А. СУЕТОВА*, Москва

### Введение

Более ста лет (Макларен, 1842) существует и подтверждается гляциоэвстатическая теория. Ее идеи привлекаются и к объяснению новейшей истории Балтийского и Черного морей, в том числе в голоцене. Предполагается трансгрессия и осолонение Балтийского моря в литориновое время, как следствие гляциоэвстатической трансгрессии океана; осолонение черноморского бассейна в черноморскую и карангатскую стадии по той же причине.

Высказано много взглядов, построено много кривых, трактующих этапы и амплитуды гляциоэвстатических колебаний уровня океана и связанных с последним морей.

Большинство утверждений о гляциоэвстатических колебаниях уровня океана имеют однако, по мнению автора, излишне категорический характер. В существующие оценки заложены идеи неоднократного, полного, всеобщего, синхронного расставания и возобновления всех ледниковых покровов, что далеко от истины. Поэтому имеет смысл количественная переоценка упомянутых выводов. С этой целью автор выполнил новые картометрические работы. Они дополнили наши взгляды, опубликованные в 1968 г. (Суетова, 1968). Напомню, что уже тогда мы пришли к сравнительно небольшим цифрам максимальной гляциоэвстатической регрессии плейстоцена ( $-100$  м по сравнению с современным уровнем океана) и максимальной гляциоэвстатической трансгрессии в межледниковьях (только до  $+10$  м!).

Причина «сокращенных» оценок — признание малой изменчивости антарктического и, отчасти, гренландского ледниковых покровов. Возвращаясь вновь к этой теме, в связи с задачами настоящего Симпозиума я остановлюсь на трех вопросах:

1. Изменение объемов Антарктического и Гренландского ледниковых покровов.
2. Уровень океана к началу позднеплейстоценовой гляциоэвстатической трансгрессии.
3. Были ли голоценовая гляциоэвстатическая трансгрессия (отделенная от современности регрессией океана)?

Все полученные нами и заимствованные из опубликованных источников данные сосредоточены в таблицах 1, 2, 3.

## Изменение объемов Антарктического и Гренландского ледниковых покровов

Современные Антарктический и Гренландский ледниковые покровы содержат 99,9% объема воды, заключенной во льдах всей Земли. И даже во время максимума оледенения Земли в плейстоцене, т. е. когда параллельно с Антарктическим и Гренландским ледниковыми покровами существовали Североамериканский и Евразийский ледниковые покровы, два, названные первыми, ледниковых гиганта сосредоточили в себе 44% объема воды, заключенной в то время в ледниках.

Таким образом, та или другая трактовка плейстоценовой истории этих двух ледниковых покровов приводит к различным оценкам амплитуд колебаний уровня океана. Мы уже обращали внимание во «Введении», что, по-видимому, окончательно оставлены прежние представления о полном расставании и возобновлении названных ледниковых покровов. Подвергается сомнению и прежняя уверенность в синхронизме максимумов и минимумов ледниковых покровов. Все это приводит теперь к относительно скромным оценкам амплитуд гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий океана.

Антарктический ледниковый покров. Появившиеся в последнее время многочисленные данные об изменении поверхности ледникового покрова Антарктиды (в районах Земли Королевы Мод, г. Инзель и массива Вольфат, гор Принс-Чарльза, гор Земли Мэри-Бэрд и Земли Элсуэрта, Земли Виктории, хребта Королевского общества, Долины Тейлора — района Мак Мёрдо и в центральных районах Антарктиды — горы Хорлик) позволили произвести расчет возможного максимального объема льда Антарктиды в плейстоцене. Для этой цели был построен профиль, соответствующий древнему максимальному ледниковому покрову. Профиль построен по данным усредненного эллиптического профиля, полученного при анализе гипсо-графической кривой Антарктиды, и по величинам превышения древнего ледникового покрова над современным. Расчеты этого профиля опубликованы в работе (Бардин, Суетова, 1970).

Сравнивая величины рассчитанного объема эллипса, соответствующего современному ледниковому покрову, и объема эллипса, соответствующего древнему ледниковому покрову, определяем, что прирост объема льда в период максимального увеличения Антарктического ледникового покрова составлял всего 8%, а максимальное увеличение площади ледникового покрова Антарктиды — 4%. Эти изменения могли вызвать опускание уровня Мирового океана только на 4 м. Установлено, что изменения положения края оледенения Антарктиды в наиболее изученном районе Мак Мёрдо колебались в пределах всего 100 км, а изменения собственно ледникового покрова и шельфового ледника Росса были асинхронны (Science, 1970). Допустим, что ледниковый покров Антарктиды развивался строго синхронно, что не доказано. Приняв этот вариант, получим, что доля Антарктиды в образовании гляциоэвстатической регрессии океана (100 м, из них — 4 м Антарктида) очень скромная, всего около 4% или еще меньше, если упомянутой синхронности не было.

Гренландский ледниковый покров. Новые исследования истории Гренландского ледникового покрова А. Вейдика (Weidick, 1968) относятся к голоцену. Они подтверждают, что во время последнего максимального оледенения Гренландия покрывалась льдом полностью по дальнейшие изменения положения края ледникового покрова происходили, как и в Антарктиде, в пределах лишь нескольких десятков ки-

лометров. Мы попытались произвести расчет максимального объема ледникового покрова Гренландии, как это было сделано для Антарктиды. В основу расчета было положено следующее равенство:

$$\frac{H_c}{H_{др}} = \frac{R_c}{R_{др}};$$

где  $H$  и  $R$  — длины большой и малой полуосей эллипса, соответствующих древнего и современного ледникового покровов.

Такая методика расчета, очевидно, может быть применена и для вычисления объема гренландского ледникового щита, поскольку профиль поверхности современных ледниковых покровов (щитов) эллиптический. Объем современного ледникового щита может быть вычислен как объем половины эллипсоида по формуле:

$$V_c = \frac{2}{3} \pi H_c R_c^2;$$

Находим объем древнего ледникового щита:

$$\frac{V_{др}}{V_c} = \frac{H_{др} \cdot R_{др}^2}{H_c \cdot R_c^2} = \left( \frac{S_{др}}{S_c} \right)^{3/2} = \left( \frac{2,16 \text{ млн} \cdot \text{км}^2}{1,802 \text{ млн} \cdot \text{км}^2} \right)^{3/2} = 1,32$$

Объем древнего ледникового покрова Гренландии в период его максимального распространения был на 0,8 млн. км<sup>3</sup> больше современного объема. Это изменение могло вызвать понижение уровня Мирового океана всего на 2 м.

Итак, анализируя данные об изменениях двух крупнейших как древних, так и современных ледниковых покровов (щитов) Антарктиды и Гренландии, материалы о четвертичной истории этих ледниковых покровов, приходим к выводу, что даже при синхронности максимума оледенения на Земле доля участия Антарктиды и Гренландии в гляциоэвстатических колебаниях уровня Мирового океана весьма малая — 6%, или меньше — при нарушении синхронности развития. Здесь необходимо упомянуть о новых данных, подтверждающих общую стабильность обоих ледниковых покровов. Палеотемпературные анализы кернов скважин, прошедших всю толщу щитов (на севере Гренландии и на щите Бэрд в Антарктиде), показали, что оба щита сохранялись в течение > 100000 лет, т. е. в предпоследнее межледниковье и в последледниковье Евразийского и Северо-Американского ледниковых щитов. (Science, 1969, 1970).

### Уровень океана к началу позднеплейстоценовой гляциоэвстатической трансгрессии

Как известно, поздне-последледниковая трансгрессия океана началась и протекала по мере таяния льдов. Следовательно, нам необходимо знать исходный объем льда. С большим трудом этот объем удается определить для времени максимального оледенения. Возникающие при этом трудности теоретического характера вновь призывают нас к осторожности в окончательных выводах. Необходимые цифры приведены в таблице I.

Полученная нами величина 38,150 млн. км<sup>3</sup> льда эквивалента слою воды Мирового океана в 97 м + 3 м. Смысл 3 м поправки, сводится к тому, что при эвстатическом понижении уровня океана его площадь умень-

Таблица 1

Древние ледниковые покровы	Объем льда млн. км <sup>3</sup>	Объем воды, эквивалентный объему льда, млн. км <sup>3</sup>
Европейский ледниковый щит	7,64	7,03
Лаврентьевский ледниковый щит	21,17	19,48
Баренцевский ледниковый щит	2,50	2,30
Гренландский ледниковый щит	3,43	3,16
Антарктический ледниковый щит	25,95	23,88
Урало-Сибирский ледниковый щит	0,98	0,90
Горно-долинные ледниковые комплексы		
Северо-Восточный Сибирский	0,71	0,65
Горы юга Евразии	1,55	1,42
Кордильерский	2,60	2,39
Андийский	0,94	0,86
Африки	0,0005	0,0005
Австралии с прилегающими островами	0,06	0,06
Общая сумма без Антарктиды и Гренландии	38,15	35,100

шается, так что остающийся объем воды распределяется на меньшей площади, и поэтому в амплитуду регрессии вносится положительная поправка (5).

Но результат вычисления амплитуды гляциоэвстатической регрессии будет различным в зависимости от исходных теоретических предположений. Рассматриваются три возможных теоретических варианта с учетом возможной синхронности и асинхронности развития ледниковых покровов Антарктиды, Гренландии и древних ледниковых покровов Евразии и Северной Америки. Результат получен следующий:

Стабильность Гренландии, увеличения Антарктиды	Увеличение льдов Антарктиды и Гренландии	Стабильность льдов Антарктиды, увеличения Гренландии	Уменьшение льдов Гренландии, стабильность Антарктиды
-104 м	-106 м	-102 м	-98 м

Эти цифры и таблица 2 показывают, что роль антарктических и гренландских льдов в гляциоэвстатических колебаниях уровня Мирового океана очень скромная. Поскольку из-за отсутствия достаточного количества фактических данных мы не можем оценить точность полученных нами величин, целесообразно принимать величину среднюю — 100 м.

Таблица 2

Амплитуда колебаний уровня океана, вызванная увеличением или новообразованием современных льдов

Современные ледниковые области	Объем льда, млн. км <sup>3</sup>	Объем воды, эквивалентный объему льда, млн. км <sup>3</sup>	Возможное опускание уровня океана, м
Антарктический ледниковый щит современный	24,030	22,110	—
+8% от современного объема льда	25,950	23,880	-4
Гренландский ледниковый щит современный	2,600	2,400	—
Гренландский ледниковый щит древний	3,430	3,160	-2
Прочие ледниковые области	0,200	0,180	-0,5

### Была ли голоценовая гляциоэвстатическая трансгрессия, как обособленное явление, отделенное от современности регрессией океана?

Уровень, от которого началась трансгрессия океана в конце последнего (?) оледенения, указан нами с возможной определенностью выше. Все сходится на том, что уровень океана и связанных с океаном морей достиг высокого положения в середине голоцена (температурный оптимум). С этой гляциоэвстатической трансгрессией связывают существенные изменения состояния Балтийского и Черного морей. Спорным является, однако, вопрос, произошла ли последующая за температурным оптимумом регрессия океана.

Анализу скудных данных, имеющихся по этому вопросу, посвящен третий и последний раздел статьи. Известно действительно очень мало, и это «малое» призывает нас к осторожности в выводах.

Попытаемся оценить амплитуду максимальной гляциоэвстатической трансгрессии Мирового океана во время климатического оптимума и вопрос о последующей регрессии океана.

Для этого рассмотрим фактические данные о поведении двух крупнейших ледниковых щитов и остальных ледников Земного шара в эпоху последнего потепления климата.

Гренландский ледниковый щит. Как отмечено выше, детальные исследования изменений края ледникового покрова Западной Гренландии опубликовал А. Вейдик (Weidick), в 1968 г. Он отмечает ряд стадий отступления и наступления края ледников Гренландии, однако все эти колебания имеют в голоцене размах не более нескольких десятков километров. 7,5—8,5 тыс. лет назад ледники Западной Гренландии были на 50—60 км длиннее, чем в настоящее время, после чего произошло некоторое их сокращение. Но следов значительного сокращения оледенения Гренландии в голоцене не наблюдается. Есть даже предположение о том, что во время климатического оптимума голоцена ледники Западной Гренландии занимали большую площадь, чем в настоящее время. В той же работе приводятся данные о разновременном наступлении в Гренландии ледников полярного и умеренного типов. Ледники высокополярного типа достигали максимума своего распространения в последние десятилетия, а ледники умеренного типа раньше — в 1750—1850 гг.

На восточном берегу Гренландии, севернее Датского пролива у 72° с. ш., отмечается удивительное постоянство положения границы льда в течение последних 9-ти тысяч лет.

Опираясь на эти данные, трудно сделать какие-либо расчеты в количественном изменении объема Гренландского ледникового щита. Единственная цифра, которую мы можем использовать для расчета амплитуды колебания уровня Мирового океана, это величина +2 м, полученная Х. Таубером (Tauber, 1960). Положение археологических объектов на о. Диско Гренландии ограничивает повышение уровня океана цифрой в 2 м над его современным уровнем. Время находок определено  $3570 \pm 150$  и  $2740 \pm 100$  до настоящего времени. Первая цифра соответствует второй половине послеледникового теплого времени.

Антарктический ледниковый щит. Немногочисленные фактические данные приводят к мысли, что Антарктический ледниковый щит оставался устойчивым и в течение голоцена слабо сокращался или увеличивался. (Марков, Величко, 1967, Woldstedt, 1965).

Едва ли ни единственным «строгим» фактом является находка трупа ископаемого морского слона у Мраморного мыса (район Мак-Мёрдо), в отложениях берегового вала (Nichols, 1961). Возраст находки по радиоуглеродным данным  $4600 \pm 200$  лет (температурный оптимум). Но



Площадь и объем современных ледников  
Арктика или Северная полярная область

Область	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Объем, тыс. км <sup>3</sup>	Источники
Гренландский ледяной щит	1726,4	2600,0	Бауер, 1955
Другие ледники Гренландии	76,0		"
Канадский арктический архипелаг	154,5		Флинт, 1967
Исландия и о. Ян-Майен	12,0	4,2	Флинт, Козак 1967
Шпицберген и Северо-Восточная Земля	58,0	7,7	"
Земля Франца Иосифа	17,1	1,8	"
Новая Земля, Северный о-в	29,9	6,8	"
Северная Земля	16,6	3,4	"
Итого:	2090,5	2623,9	Флинт, 1967
Северная Америка	76,9	—*	"
Южная Америка	26,5	—	"
Европа	9,4	—	"
Азия	125,1	—	"
Африка	0,03	—	"
Тихоокеанская область (Новая Гвинея, Новая Зеландия)	1,0	—	"
Антарктический ледниковый щит (без шельфовых ледников)	12448,0	23449,0	Суетова, 1968
Субантарктические острова	3,0	—	
Всего:	14780,0	26072,9	

\* Данных об объеме нет

вал образован на льду, у края ледника подножия. Последледниковое потепление климата должно было распространиться и на антарктический берег. Следовательно, ледник в районе Мак-Мёрдо и в это время был не меньше современного размера. Ледники, спускавшиеся тогда в море Росса, сохранились. Р. Николс установил, что в районе Мак-Мёрдо 6 тыс. лет назад край ледника был даже севернее на 100 км. Аналогичные данные приводит Т. Певе, который последнее оледенение оазиса Виктория датирует радиоуглеродным методом возрастом 4—6 тыс. лет (Pewe, 1962).

Таким образом, эпохе климатического оптимума в Антарктиде для некоторых ее районов синхронно увеличение объема оледенения.

Если допустить, что расход льда через единицу береговой линии в Антарктиде и Гренландии в межледниковую эпоху был одинаков (это допущение не является абсурдным, т. к. в настоящее время эти величины близки), можем вычислить возможную трансгрессию за счет таяния льдов Антарктиды, используя выражение:

$$\Delta h_{\text{ант}} = \Delta h_{\text{гр}} \frac{L_{\text{АНГ}}}{L_{\text{гр}}} = 5 \text{ м}; \text{ где } \Delta h_{\text{гр}} = 2 \text{ м} — \text{ величина}$$

трансгрессии за счет таяния льдов Гренландии [14];  $L_{\text{ант}}$ ,  $L_{\text{гр}}$  — длина береговой линии.

В послеледниковое время талько изменение льдов Антарктиды и Гренландии могло существенно влиять на уровень Мирового океана. Но имеющиеся данные скудны и свидетельствуют о противоречивых изменениях. Они не дают оснований предполагать понижение уровня океана вслед за послеледниковым климатическим оптимумом.

Л е д н и к и А р к т и к и. Рассмотрим еще менее крупные ледниковые образования Арктики. По данным М. Р. Гроссвальда, а также Ж. Корбея и Г. Хоппе (Гроссвальд, 1970; Норре, 1970), к началу голоценового климатического оптимума размеры ледников Арктики соответствовали современным.

Ранее в этом районе был мощный Баренцевоморский ледниковый покров, равный по объему Гренландскому ледниковому щиту. Но он исчез не позже 17—18 тыс. лет назад и распался на несколько разобъединенных щитов, разрушение которых завершилось не позднее 11—12 тыс. лет назад, следовательно, раньше голоцена. Правда, оставшиеся локальные ледниковые щиты увеличивались вновь до размеров несколько больше современных. Но эти изменения объема льда малы. В Европейской Арктике общий объем новообразовавшихся льдов всего 24 тыс. км<sup>3</sup>, его образование могло понизить уровень Мирового океана не больше, чем на 5 см, а вместе со льдами Канадского архипелага и Аляски — на 10 см (таблица 3).

Таким образом, крайним выводам о послеледниковых эвстатических колебаниях уровня океана противостоят очень противоречивые факты.

Какова оценка гляциоэвстатической трансгрессии в период климатического оптимума. Имеется ввиду: уровень океана по сравнению с современным уровнем и доказательства последующей регрессии. Рассмотрим возможные варианты:

1. Максимальная возможная гляциоэвстатическая трансгрессия при условии синхронного развития Антарктического и Гренландского ледниковых щитов и полном стаивании всех существующих современных ледников:

$$(+5 \text{ м}) + (+2 \text{ м}) + (+0,5 \text{ м}) = +7,5 \text{ м}$$

2. Асинхронное развитие оледенений Северного и Южного полушарий дает следующие величины гляциоэвстатической трансгрессии:

$$а) (+5 \text{ м}) + (-2 \text{ м}) + (0,5 \text{ м}) = +2,5 \text{ м}$$

б)  $(-4 \text{ м}) + (+2 \text{ м}) + (+0,5 \text{ м}) = -1,5 \text{ м}$  (уровень океана ниже современного уровня).

Из всего выше сказанного следует что, за счет изменения объемов льдов Гренландии и Антарктиды в голоцене нельзя утверждать о сколько-нибудь значительном повышении или понижении уровня океана. Слишком малы изменения объемов современных льдов по отношению к объему Мирового океана. Следовательно, не может быть уверенности в том, что гляциоэвстатическая трансгрессия сменялась регрессией после климатического оптимума голоцена, т. е. ставится под сомнение существование послеледниковой самостоятельной эвстатической «волны».

В заключение я возвращаюсь к сказанному более пространно во «введении»: гляциоэвстатическая теория жива. Но эта теория не должна отрываться от фактов, призывающих к осторожности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- БАРДИН В. И., СУЕТОВА И. А.: 1972. Об изменениях Антарктического ледникового покрова в плейстоцене. Материалы гляциол. исслед. М.  
ГРОССВАЛЬД М. Г.: 1970. Некоторые особенности оледенений материковых шельфов (на примере Европейской Арктики). Мат. гляциологич. исследований. Хроника обсуждения, вып. 16, М.

- МАРКОВ К. К., ВЕЛИЧКО А. А.: 1967. Четвертичный период, т. III. Изд-во «Недра», М.
- МАРКОВ К. К., БАРДИН В. И., ЛЕБЕДЕВ В. Л., ОРЛОВ А. И., СУЕТОВА И. А.: 1968. География Антарктиды. Изд-во «Мысль», М.
- СУЕТОВА И. А.: 1968. Основные морфометрические характеристики Антарктиды. Изд-во «Наука», М.
- ФЛИНТ Р. Ф.: 1963. Ледники и палеогеография плейстоцена. ИЛ, М.
- BAYER A.: 1955. The balance of the Greenland Ice sheet. *J. of Glaciology* vol. 2, N 17.
- HOPPE G.: 1970. The Würm ice sheets of Northern and Arctic Europe. L.
- KOSACK H. P.: 1967. Die Polarforschung. Braunschweig.
- MACLAREN Ch.: 1842. The glacial theory of Prof. Agassiz.—*Amer. J. Sci. and Arts*, V. 42 N 1. New Haven.
- NICHOLS R. L.: 1961. Multiple Glaciation in the Wright valley McMurdo Sound, Antarctica. Abstracts of Symposium Papers-Tenth Pacific Science Congress Honolulu, Hawaii.
- PEWE T. L.: 1962. Age of moraines in Victoria Land. *J. of Glaciology*, 4, 31.
- SCIENCE.: 1969, v. 166, n. 3903.
- SCIENCE.: 1970, v. 168, n. 3939.
- TAUBER H.: 1960. Copenhagen Radiocarbon Dates IV. *Am. J. Sci. Radiocarbon Suppl.* 2.
- WOLDSTEDT P.: 1965. Die interglazialen marinen Stände und der Aufbau des Antarktischen Inlandeises. *Eiszeitalter und Gegenwart*, B. 16.
- WEIDICK A.: 1968. Observations on some holocene glacier fluctuations in West Greenland.

Поступило: 9.II.1972

## CALCULATION OF GLACIOEUSTATIC FLUCTUATIONS OF THE OCEAN LEVEL

by

I. A. SUETOVA

### SUMMARY

More than a hundred year the glacioeustatic theory is existing and being confirmed. To explain the recent history of the Baltic and Black Seas this theory ideas are used.

Our calculations show that by the beginning of the Late-Pleistocene glacioeustatic transgression the Ocean level was 100 m lower than the present one. It was the result of the 38.150 mln. km<sup>3</sup> of ice formation on the Earth (without the Greenland and Antarctic ice volumes).

According to the paleotemperature data both ice sheets have been preserving for more than 100 000 years. Even with the synchronism of the Earth maximum glaciation the Antarctic and Greenland's participation in the glacioeustatic fluctuation of the Ocean level was 6% (with the asynchronism in development this value is even less). In the Holocene only the changes of the Greenland and Antarctic ice could influence on the Ocean level fluctuation. But the obtained data and our calculations don't give any reason to think that glacioeustatic transgression changed the regression after the Holocene climatic optimum. The existence of the postglacial independent wave is doubted.

## GOTLAND DURING THE LATE WEICHSELIAN

by

NILS-AXEL MORNER, Stockholm, and ARNE PHILIP, Gotland.

The Island of Gotland, lying in the middle of the Baltic, occupies a key position for the reconstruction of the Late Quaternary history of the Baltic region. Even so, the publications of the last 30 years have not greatly increased our understanding of the Late Quaternary history of the island. Information about the Quaternary of Gotland was due mainly to the pioneer works of Munthe and older works of von Post and Lundqvist (e.g. Munthe et al., 1925; Lundqvist et al., 1940).

Previously, most syntheses of the shorelevel displacement and the ice recession in Sweden and the Baltic were (on Gotland) based on older descriptions and interpretations of Gotland or on uncritical extrapolations of information from the surrounding mainlands.

This led to the preservation of the myths that Gotland was entirely covered by the Baltic Ice Lake when deglaciated and that huge ice lobes projected south in the Baltic Deep Basin.

In this paper, we want to give a preliminary report on the Late Weichselian history of Gotland based on evidence indicating that the highest areas on Gotland (about +80 m) started to stick directly out of the ice as nunataks, and that the highest Baltic lake/sea level (HK) was never above +50—55 m, the level above which an overwhelming number of marginal supraaquatic phenomena are to be found. The other myth about the supposed ice lobes has been disproved in a separate paper by Mörner et al. (*Baltica*, vol. 6).

We base our conclusions on a number of morphological elements and the interchanges of cold and warm periods. Three cold periods with active ice on Gotland have been established and are identified as the Fjärås, Older Dryas and Younger Dryas (Phase I) Stadials. The following generalized morphological succession was distinguished: 1) ice lane eskers, 2) bare rock zone no. 1, 3) circular ridges (nunatakk end moraines), 4) bare rock zone no. 2, 5) lateral drainage channels, 6) first main HK level, 7) glacial readvance, and 8) youngest "HK" level.

The morphological information has been collected by Philip since 1966. At an early stage, he became convinced that the glacialfluvial accumulations on the tops were deposited in open basins in the ice as "ice lane eskers", and that all the beautiful lateral drainage channels present along the hill slopes must indicate a much lower HK level than generally assumed.



These results fit well with the results obtained by Mörner from trans-Baltic correlations of the ice marginal lines, including new information from the submarine morphology (Mörner et al., 1975). Since 1971, Mörner and Philip have been working together on the Late Weichselian history of Gotland.

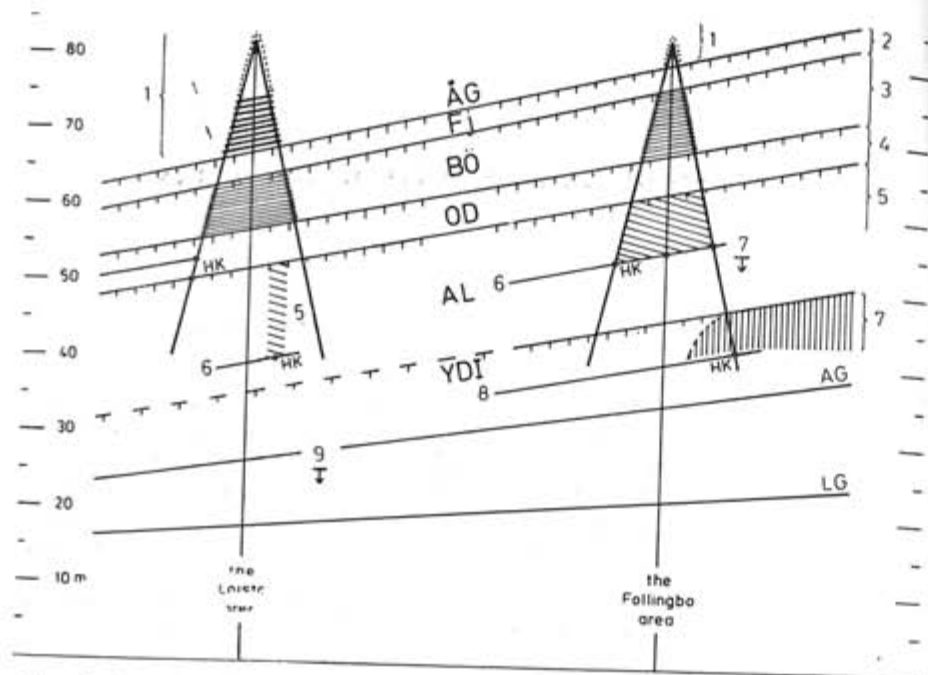


Fig. 1. Generalized picture of the Lojsta and Follingbo high areas (i.e. the two main high areas of Gotland) illustrating the different morphological features identified, the recession of ice (vertical and horizontal), the highest coast line (HK) and the chronological correlations established. Figures refer to the numbers in the morphological description in the text. Letters refer to the chronological zone system used (Mörner, 1971). Dentated lines represent glacial surfaces. Straight lines represent shorelines and dots HK levels. Arrows represent the sections at Rävågen (7) and Göstafts (9).

### Topography

Gotland is traversed by three main Silurian reef tracts running SW—NE. The high areas of Gotland are concentrated to these areas (Fig. 10). The high area east and south of Visby has three peaks reaching above +80 m (Stenkumla, Follingbo, Tofta) and several reaching above +70 m. The high area at around Lojsta has one peak reaching above +80 m and several reaching above +70 m. Related to this area are also the heights of Torsburgen (+68 m), Lilla Karlsön (+66 m) and Lindebergt (+65 m). In the Hoburgen area, the highest points reach about +35—45 m.

### Morphology

There are three main morphological features in the higher areas of Gotland which have been mapped and discussed in earlier paper (e.g. Munthe et al., 1925; Lundqvist et al., 1940). These are: 1) glacifluvial

accumulations on the tops, 2) ridges on the slopes and 3) lateral drainage channels.

A common morphological feature in the high areas of Gotland are accumulations of stratified drift, correctly mapped as being of glacifluvial origin (Munthe et al., 1925; and geological maps). Littoral reworking is seen in some cuts and pits. This led to the concept that Gotland was once entirely below the Baltic level. We classify these accumulations as ice lane eskers and explain the littoral washing as having taken place in local waterbodies related to the nunatakks.

In the hill slopes below the glacifluvial deposits, there are numerous ridges, earlier interpreted as beach ridges formed by the falling Baltic level. We are convinced that they are nunatak end moraines (Fig. 3).

Further down the hill slopes, there are abundant lateral drainage channels. They were very difficult (we would say impossible) to explain by the older concept of shorelevel displacement and ice recession (of. Lundqvist et al., 1940, p. 86—87). In the geological description of Gotland by Munthe et al. (1925, p. 44—45) they were mentioned and depicted, but not explained. In our opinion, they are normal supraaquatic lateral drainage channels. Hence, they indicate that the HK level must be lower and that the circular ridges and glacifluvial accumulations further above must have been deposited in relation to widening nunatakks.

A closer study of the morphological features reveals many new elements and aspects previously overlooked. Despite the fact that heights of different elevations and at different locations on the island began to stick out of the ice as nunatakks at different times, the morphological information can be arranged in a generalized succession corresponding to a chronological sequence. The climatic zone system by Mörner (1971) was used. The following morphological elements were found (Fig. 1).

1. **Ice lane eskers (and circular ridges):** By ice lane eskers (Swedish „räkäs”), we mean glacifluvial material deposited in an open ice lane or basin formed at the ice surface above a topographic peak (Fig. 2). The material probably derives from superglacial and englacial drift. We consider it quite logical to find a certain degree of littoral reworking in such a basin. In the Follingbo area, the geological quadrangle (Lundqvist et al., 1940) nicely illustrates this initial nunatak stage; a heavy glacifluvial accumulation with a long northwards projecting “feeding esker” (successive stages are indicated by distinct marginal moraines of stratified drift, often separated by swamps and basins corresponding to bodies of dead ice). Usually the ice lane eskers change over to a zone of circular ridges (of the same type as the ones described under point 3), caused by a widening of the basins to fully developed nunatakks and a lowering of the waterlevel in the basins. We have found that these deposits are typical for the vertical glacial thinning during interstadials (well below the firn limit). In complete sequences, this zone corresponds to the Ågård Interstadial.

2. **Bare rock zone no. 1:** The eskers and ridges usually end abruptly at a certain level, below which a bare rock zone is present (Figs. 4 and 7). We consider this change to have been caused by a climatic change from interstadial (Ågård) to stadial (Fjärås) conditions. The melt water ceased due to the cold climate (cf. Ahlmann, 1944, Fig. 1). The downward displacement of the ice surface may totally or partly have been caused by the isostatic uplift. We are quite aware of the fact that bare rock can be formed in several ways. Therefore, we here only discuss those bare rock areas which have regional significance.



Fig. 2. The Follingbo-Hejdeby high area with ice lane eskers at the peaks, circular ridges (and moraines) of the more or less concentrically growing nunataks, and lateral drainage channels (terraces just west of Allekvia) ending at about +55 m, the HK level in this area. Cuts in the circular ridges show a very variable picture from loosely bedded till (Fig. 3) to well rounded shingle (explaining earlier beach ridge classification). Genetically, the circular ridges are heterogeneous, ranging from real nunatakk end moraines to kame (lateral) terraces, and sometimes maybe even beaches of minor nunatakk lakes. (Drawing: Philip, 1970).

3. **Circular ridges:** The peaks and high areas are surrounded by circular or (especially at lower elevations) semicircular ridges. We interpret them as nunatakk end moraines (cf. Ahlmann, 1944, Fig. 6). A few available cuts in the ridges show a loosely bedded till (Fig. 3), probably mainly built up from superglacial and englacial drift. The surface is often



Fig. 3. Road cut showing the material in a circular ridge at about +70 m west of Follingbo (Fig. 2); a loosely bedded till built up from superglacial and englacial drift. The circular ridges are nunatakk end moraines (not beach ridges as earlier assumed).

washed. We consider this washing quite logical, since melt water directly from the ice and melt water between the ice and the hill slope must have caused a certain degree of washing of the surface and deposition of more or less stratified drift (cf. Basalykas, 1967, Fig. 2). The circular ridges often end in a spur. This zone is interpreted as corresponding to a second period of interstadial conditions (Bölling).

4. **Bare rock zone no. 2:** In the high areas east and south of Visby and in the Lojsta area, there is a second zone of bare rock. On Lilla



Karlsön (due to later free-malting), this is the first bare rock zone (Fig. 4). At Lojsta and Lilla Karlsön the top level of this zone corresponds to several caves (Munthe, 1910, p. 170). This zone is interpreted as corresponding to a second period of cold climate (Older Dryas).

5. **Lateral drainage channels:** In the eastward hill slopes at Stenkumla, Träkumla, Follingo, Hejdeby, Hejnum Hällar and File Haidar (to mention some localities), there are beautiful fields of lateral drainage

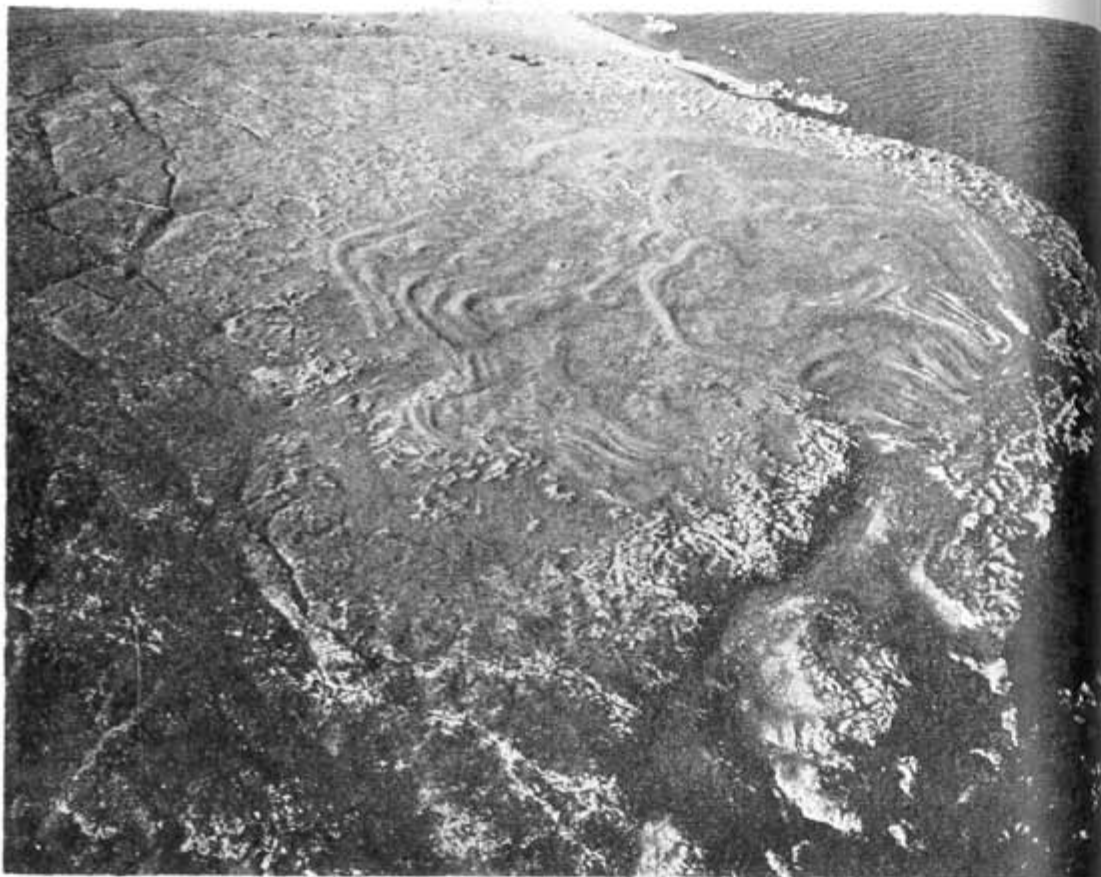


Fig. 4. Air photo of Lilla Karlsön. The highest point at +66 m (an ice lane esker) is surrounded by circular ridges formed as end moraines along the margin of a growing nunatak. At +57 m, the ridges suddenly end and a bare rock zone starts. We consider the circular ridges as corresponding to rapid melting during the Bölling Interstadial and the bare rock zone to the Older Dryas Stadial. (Foto: Philip, 1972).

channels (Fig. 5). Similar fields exist on the western hill slopes at Skrubbhagen, east of Visby. Single or a few drainage channels are to be found in many places on Gotland, however. They have been overlooked to a great extent in earlier descriptions. These erosional channels were first described by Munthe (1913). Lundqvist realized that they must have been formed supraaquatically, and therefore he had great trouble making them compatible with the prevalent ideas of shorelevel displacement and ice recession (Lundqvist et al., 1940, p. 86—87). Besides the lateral drainage channels, we have also found lateral drainage terraces in the Allek-

vie-Burgen area (Fig. 2). We consider these lateral drainage channels and terraces as normal supraaquatic marginal features formed in connection with the widening of the runatacks and the final recession of the ice in the area in question. This period corresponds to a rapid deglaciation of the main part of Gotland and therefore to interstadial conditions (Alleröd).

6. **The first main HK level:** Around the high areas south and east of Visby, the lateral drainage channels (and terraces) all end abruptly at the +50—60 m level, which we consider to be the normal HK level in this area (with reservation for local damming). In the Torsburgen area the corresponding HK level seems to be just below the +40 m contour (the lower level of local lateral drainage channels). At Skrubbhagen east of Visby, lateral drainage channels (mapped and levelled in connection with studies of new road cuts) extend down to +59 m, the level below which there is an extensive sheet of deltaic glacialuvial sand and gravel. At Rävåhagen, east of Visby (Fig. 6), typical subaquatically deposited deltaic material was found at +56.5 m. Therefore, HK is in this area very precisely fixed at about +58 m. We consider this HK level as representing the Baltic level in late Alleröd time.

7. **The Younger Dryas (Phase I) readvance:** The above mentioned sand pit at Rävåhagen (Fig. 6) shows the following stratigraphy:

A: 1 m of solifluction material, most probably deposited close to an ice margin, since the ground is almost horizontal.

B: zone of periglacial cryoturbation causing deformation of involution type.

C: 0.5 m of littoral (beach) gravel deposited in connection with the emergence of the surface. Bar structures indicate long-shore drift.

D: more than 3 m of subaquatically deposited cross-bedded sand and gravel.

The stratal sequence (Fig. 6) indicates a regression (C, D), a land surface affected by periglacial climate (B) and a covering with solifluction material deposited fairly close to the ice margin (A). A and B indicate a severe climate (incompatible with the interstadial climate during Alleröd), which has to correspond to the Younger Dryas Stadial (Phase I). At Halsjärnet at Visby, evidence of a distinct glacial readvance has been reported by Lundqvist et al. (1940, Figs. 27—28): 2 m of clayey till overlies deformed glacialuvial deposits. A more or less continuous moraine of stratified drift runs across northwestern Gotland via Väskinde-Lumme-lunda-Stenkyrka-Tingstäde-Othem. At Stenkyrka and Tingstäde, there are clear indications of ice contact along the northern margin. In the moraine at Tingstäde, there are indications of a readvance. The surface of the moraine is graded to a level, evidently younger than the HK levels at Follingbo and Skrubbhagen (though the level at Tingstäde probably corresponds to the level of an ice dammed lake). Considering the submarine features at Knolls Grund and north of Gotland (Mörner et al., 1975), there can be little doubt that this readvance (indicated by the data from Rävåhagen, Halsjärnet, the moraine line and the presence of a "second HK") represents the initial phase of the Younger Dryas Stadial (Phase I, Taberg).

8. **The youngest HK level:** When the Visby area, for example, was deglaciated after the Younger Dryas readvance, distinct beach features began to form, the highest ones of which lie at about +42 m (or even lower). This "second HK" obviously corresponds to the Baltic level during the interval between Phases I and II of the Younger Dryas Stadial. There

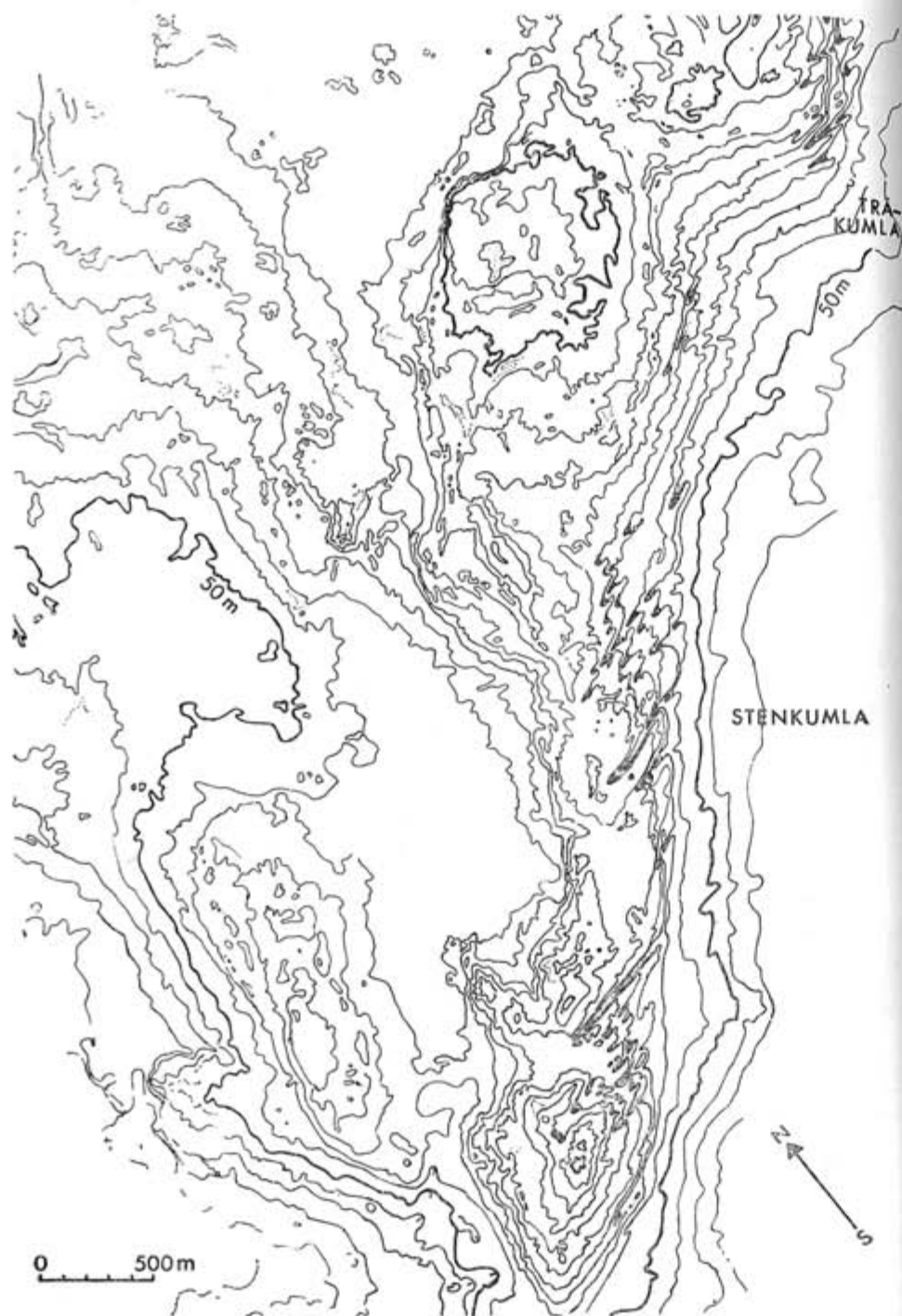


Fig. 5. Contour map in 2.5 m intervals of the Stenkumla area showing lateral drainage channels (black indentations of contours) ending at about +55 m, the level of which corresponds to the highest coast line (HK) in this area. At the +80 m peak, there is an ice lane esker (dotted) representing the initial nunatak stage in this area (of Agård age according to Fig. 1). There are abundant circular ridges in this area (not marked) corresponding to the widening of the nunataks. (Drawing: Philip, 1971).

are abundant equivalent features on the northernmost part of Gotland (i. e. north of the Younger Dryas ice marginal line).

9. **Low land surface of Younger Drays age:** the well-known section at Göstafs (Munthe, 1910, p. 14–15), indicates that the +25 m level was emerged from the Baltic at least during the later part of the Younger Drays Stadial. Below the *Ancylus* beach ridge and between the till and the main lake deposits, 10–15 cm of "clay with sand and gravel" was found, containing fossils indicating an arctic climate (i. e. Younger Drays

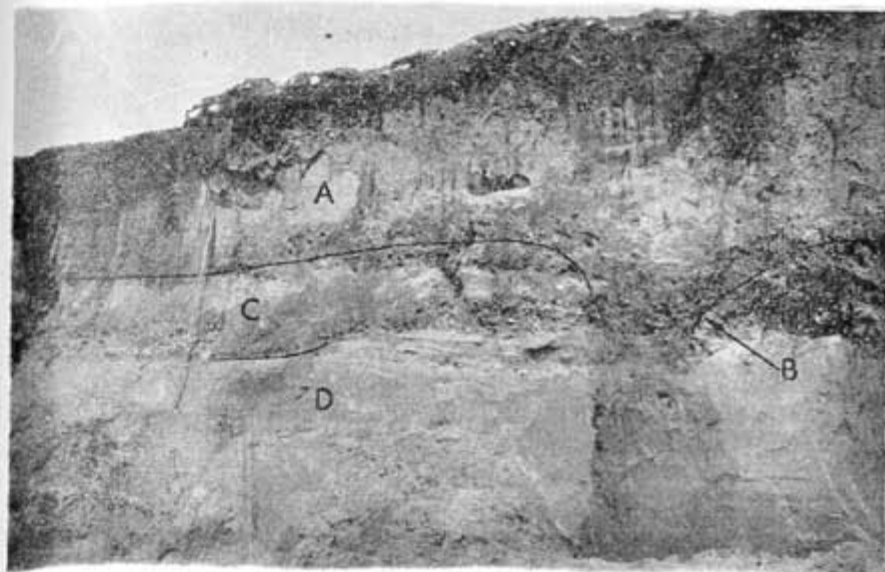


Fig. 6. The section at Rävåhagen (investigated 1972). Layer D is a crossbedded deltaic sand and gravel accumulation, clearly deposited subaquatically. Layer C is a beach accumulation with alternating sand-gravel and gravel-shingle units, banked as if deposited by long-shore currents. The surface of layer C is heavily cryoturbated forming an irregular surface (B) with pockets of involution type. Layer A is a solifluction material (diamicton) with angular pebbles and stones, probably deposited close to an ice margin as the surface is almost horizontal and the material fairly coarse. Layer A and surface B represent supraaquatic conditions and periglacial climate, conditions which indicate correlation with Phase I of the Younger Dryas Stadial.

time) and a limnic-terrestrial environment. The presence of *Zanichellia polycarpa* and *Chara crinita* suggests that the lowermost part of the bed was deposited in the Baltic Ice Sea of Alleröd age (Mörner et al., 1975, Fig. 9).

#### Deglaciation

The deglaciation of Gotland is illustrated in Fig. 10 (and Fig. 1). For comparisons with the deglaciation of the entire Baltic region, we refer to papers by Mörner (1973, Fig. 2) and Mörner et al. (1975, Fig. 7). The deglaciation is here discussed stage by stage:

**The Low Baltic Stadial (LB):** The ice margin was situated along the southern and eastern coasts of the Baltic, about 200 km from Gotland. Gotland was, therefore, certainly entirely covered by ice at that time.

**The Agård Interstadial (ÅG):** The Gotland Deep Basin was rapidly opened as shown by Mörner et al. (1975). This rapid horizontal recession must have been accompanied by a considerable vertical thinning of the ice. Ice lane eskers were formed at Lojsta and Follingbo. The Lojsta



peaks grew (circular ridges) to form a fairly large nunatak. In the high areas east and south of Visby, several minor nunataks stuck out of the ice. **The Fjärås Stadial (Fj):** Due to the cold climate, the firn limit was lower, the ice margin became stationary and the vertical thinning of the

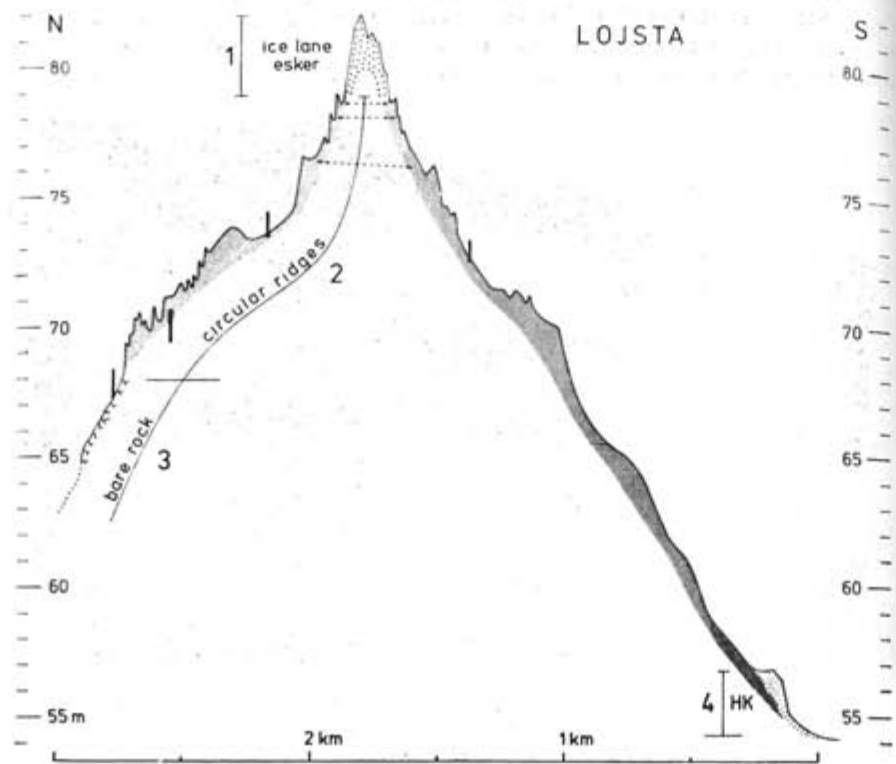


Fig. 7. Levelled section (by Philip, 1971) across Lojstahjd (Fig. 8) in N-S. Explanations: thick dotted area-ice lane esker, fine dotted area-HK beach, hatched area-drift cover in the hill slopes, black staples-boulders. Four zones (described in the text) are identified: 1) the ice lane esker at the very top (of early Agård age), 2) the circular ridges (of Agård age), 3) the bare rock zone in the northern slope (of Fjärås age), and 4) the HK shore at +54 m (of Bölling age). The uppermost 3-4 circular ridges can be followed all around the nunatak (dashed lines). The lower circular ridges are well developed in the northern slope, but are rare or absent in the southern slope. This indicates that the nunatak was open to the south (Fig. 10) and the circular ridges therefore semi-circular.

ice ceased or slowed down considerably. The melt water activity around the nunataks ceased, giving rise to the first zone of bare rock (Figs. 1 and 7). The relative downward displacement of the ice surface along the nunatak hill sides may have been caused by continuing isostatic uplift. The ice margin was about 50 km east of Gotland, with an ice marginal bay southeast of Gotland and glacial-dynamically in lee of the Lojsta heights. Nunataks existed in the Lojsta and Follingbo areas (Fig. 10).

**The Bölling Interstadial (BÖ):** The warm climate caused rapid horizontal and vertical ice recession. New nunataks (starting as ice lane eskers) were formed at Lilla Karlsön, Torsburgen, Lindeberget, Hejnum Hällar and Hoburgen. The nunataks in the high areas south and east of Visby grew via spectacular fields of circular ridges, and new nunataks

were formed around other peaks in this area. The nunataks in the Lojsta area became increasingly larger, and the east and west Gotland ice streams began to separate in the lee of the Lojsta nunataks at the same time as the ice marginal bay further off the coast became deeper. This is seen in N-S running moraines in the low area south of the Lojsta nunataks and in the disappearance of continuous circular ridges on the southern



Fig. 8. The high area at Lojsta on a 1 km grid. The profile line of Fig. 7 is marked by a thick line. Dotted line represents the HK level. Dashed area in the western part illustrates area covered by ice during the Older Dryas Stadial. The high peaks became nunataks during the Agård Interstadial (ice lane eskers and circular ridges). The Fjärås Stadial is represented by a bare rock zone beginning at +67-68 m. During the Bölling Interstadial, the nunatak rapidly grew larger and opened south-wards. At +53-54 m, there is a very distinct shore-line all along the hill side (dotted line) representing HK in this area. A ditch at Kvie (open circle), crossing this shore, revealed an obvious beach in material and morphology. At Russpark on the western side, there is a distinct terminal moraine ridge (running nearly N-S), considered to represent the ice marginal position during the Older Dryas Stadial (further west-wards, there seems to be a couple of successive moraine lines). Between the Russpark Moraine and the hill slope, there is a distinct marginal drainage channel eroded down slightly below the +50 m contour, the level of which represents HK during the Older Dryas Stadial.

hill slopes (Fig. 7). Finally, there was an open connection to the Baltic, the level of which cut a distinct shoreline along the southern slopes of the Lojsta area at about +53-54 m (Figs. 7 and 8). At Kvie, a fresh ditch crossing this shoreline was investigated, which shows beach shingle with a thin zone of on-shore sand inside and an extensive sheet of off-shore sand outside. A drainage channel from Stangsmyr cuts down to the same level. This distinct shore is the HK in this area (according to Philip, however, HK may even be about 20 m lower if the 53 m shore relates to local damming).

**The Older Dryas Stadial (OD):** Due to the cold climate, the firn limit was once again lowered, the ice margin became stationary (or, maybe, even readvanced in places) and the vertical thinning of the ice ceased (or slowed down considerable). This resulted in a second zone of bare rock (Figs. 1 and 4). Its vertical extension may be explained by continuing isostatic uplift. The ice margin was circumjacent to the Lojsta high area with an open connection to the Baltic. At the southwestern side of the Lojsta heights, the ice marginal position is marked by a moraine and a distinct melt water drainage channel (Fig. 8). The moraine consists of loosely bedded till built up from superglacial and englacial drift. The surface at +56 m is completely unwashed. The drainage channel is eroded down to slightly below +50 m, suggesting that the relative Baltic level fall a few meters during this stadial (as compared to HK at +53 m). Nunatakks existed east and south of Visby, at Hejnum Hällar, Lilla Karlsön, Torsburgen and Hoburgen.

**The Alleröd Interstadial (AL):** During this interstadial huge areas were rapidly deglaciated (Mörner et al., Fig. 7, 1975). The ice lobe between Gotland and Öland disintegrated, draining the southwest Baltic Ice Lake into the East Baltic Ice Lake, or rather the Baltic Ice Sea (Mörner et al., Fig. 9, 1975). The main part of Gotland was deglaciated during this period by horizontal recession and vertical thinning. The lobes (of the east and west Gotlandian ice streams) south of the Lojsta area receded. At the same time, the ice in the low area between Lojsta and the nunatak area south and east of Visby must have started to separate into two main lobes (probably marked by a N-S line of glaci-fluvial deposits), one receding SW-wards and one E/NE-wards. The western lobe was probably quite active, whereas the eastern lobe probably became more inactive and divided into sublobes, receding in various directions. In the Hejdeby-Follingbo-Träkumla-Stenkumla area (Figs. 2 and 5) the ice recession is indicated by the spectacular fields of lateral drainage channels ending at about +55 m, the HK level in this area. The same applies for the File Haidar and Hejnum Hällar area, though the HK level is lower in these areas due to later deglaciation. In the Lake Tingstäde area, a separate body of dead ice was probably left (later damming a local lake related to the Tingstäde Moraine of Younger Dryas age). East of Visby, the ice receded from the northwestern hill slopes as indicated by lateral drainage channels. The HK level in this area is closely fixed at +58 m. By the end of the Alleröd, Gotland was more or less completely deglaciated. Certain submarine features (Mörner et al., 1975) may suggest that the ice margin receded about 50 km north of Gotland. In the Visby area, the Baltic level seems to have been lowered by about 10 m from the time of HK to the onset of the Younger Dryas Stadial. At the heights at Bunge (+58 m) and Rute (+55 m and +52 m) in northeastern Gotland, ice lane eskers started to form in late Alleröd. A thin zone of bare rock corresponds to the Younger Dryas (Phase I) Stadial and a series of circular ridges to the final recession during the Phases I/II Interval (Fig. 9).

**The Younger Dryas Stadial (YD), Phase I:** The climate drastically deteriorated. Periglacial conditions caused cryoturbation of the land surface at Rävågen. The ice readvanced over northwestern Gotland, deforming the glaci-fluvial deposits at Halsjärnet and covering them with 2 m of till, covering the cryoturbated land surface at Rävågen with solifluction material, and building up the large moraine along northwestern Gotland. This "Northwest Gotland Moraine" can easily be followed from Visby to Othem. From Othem, the connection with the distinct submarine

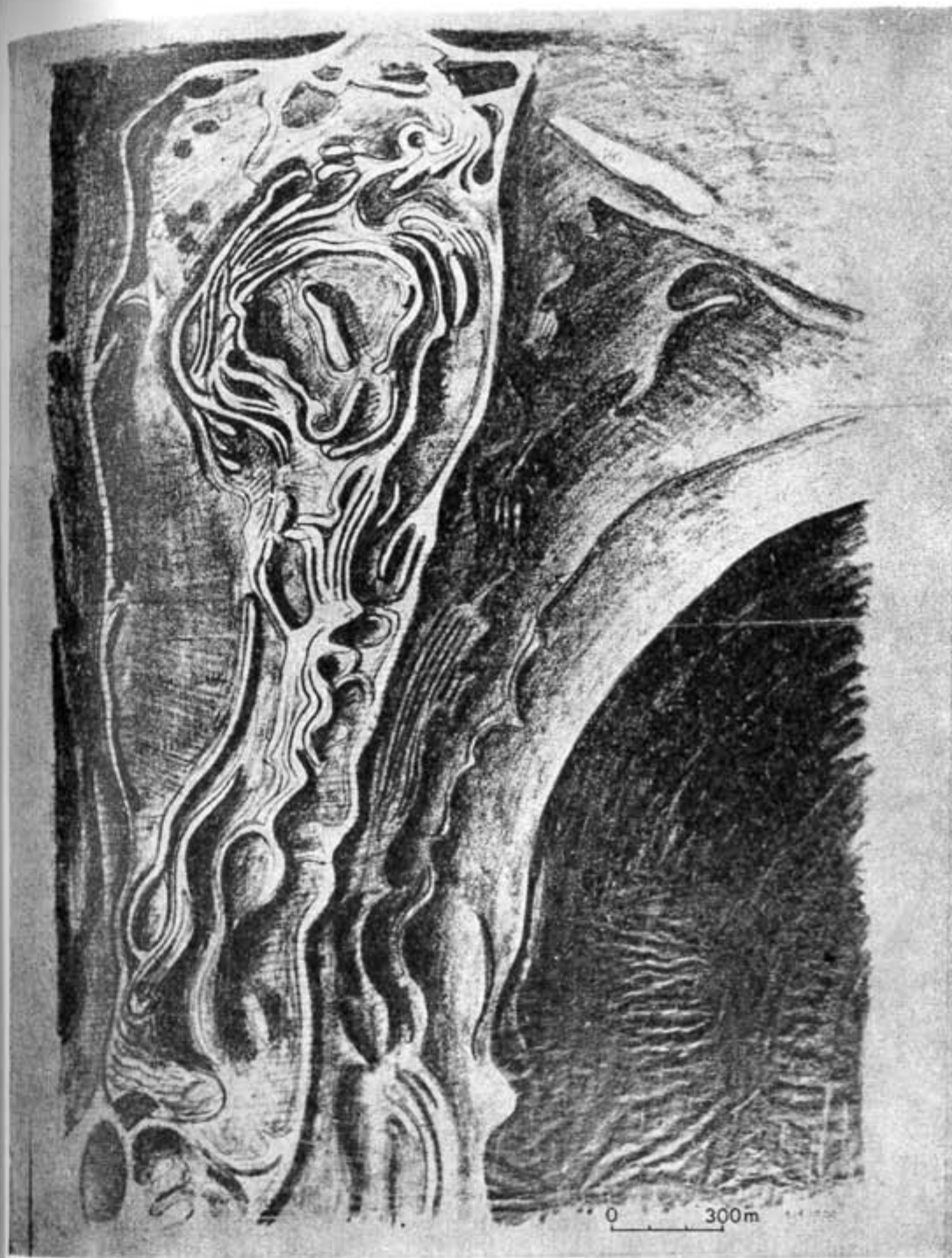


Fig. 9. The high area just east of Rute (northeastern Gotland). The following morphological features are seen with chronologica; interpretation in brackets: 1) a small ice lane esker at the very top (late Alleröd), 2) a small zone of bare rock (Younger Dryas, Phase I), 3) circular ridges indicating a widening nunatak opening and draining southwards (Younger Dryas, Phases I/II Interval), 4) beach ridges corresponding to HK, 5) the Ancylus beach ridge, and 6) the Littorina beach ridge (margin of black area). (Drawing: Philip, 1967).



moraine between Färö and Gotska Sandön is uncertain. The ice seems to have stopped at the +40 m elevation projecting a lobe across north-easternmost Gotland (between Othem and Färö). The extension of the line in this area is not yet finally established, however. The same applies for the extension southwest of Visby. The presence of marine fossils at Göstafs seems to indicate that this area was free-melted during the Alleröd. Otherwise, the ice may well have swung around the Högklint-Tofta area, projecting a lobe eastwards into the lowland.

**The Younger Dryas Stadial (YD) after Phase I:** During the Phases I/II interval, the ice rapidly left Gotland and receded to the area north of the Landsort Deep (Mörner et al., 1975). Ice lane eskers and circular ridges corresponding to this recession are present in northwestern Gotland (Fig. 9). During the Phase II and III, the ice margin was about 120 and 140 km north of Gotland, respectively (Mörner et al., Fig. 7, 1975). The +25 m land surface at Göstafs on Gotland must have been above the Baltic level during this period.

### Conclusions

The Island of Gotland occupies a key position for the Late Quaternary history of the Baltic. Morphological studies have drastically changed the old picture of shorelevel displacement and ice recession. Summing up, the following was found:

1. The high peaks on Gotland started to stick out of the ice as nunatakks.
2. The first nunatakks belong to the Ågård Interstadial and correspond to the rapid opening of the Gotland Deep Basin.
3. Three stadials were identified; the Fjärås, Older Dryas and Younger Dryas (Phase I) Stadials.
4. The main part of Gotland was deglaciated during the Alleröd. The northwestern part was affected by the Younger Dryas Phase I readvance.
5. The highest Baltic level (HK), was determined at about +55 m. South of Lojsta, HK (+53 m) is of Bölling age, in the Follingbo area (+55 m) of Alleröd age, and in northern Gotland (+42—45 m) of Younger Dryas (Phases I/II Interval) age.

### Addendum

To avoid misunderstanding, we want to stress that the dentated lines in Fig. 1 refer to the land/ice interface levels in the interlobate area crossing Gotland, and not to actual glacial surfaces which certainly were vaulted both in lobes and sublobes.

It should also be stressed that we, with regard to the relative significance of our data, put high emphasis on the systems of lateral drainage channels as evidence of a low Baltic level at the deglaciation, and try to explain the circular ridges from this fact. Admittedly, the circular ridges could be beach ridges if one, hypothetically, infers drastic changes in the Baltic level and a major readvance of complicated dynamics prior to the deglaciation linked to the lateral drainage channels.

Received: 14.2.1974

### REFERENCES

- AHLMANN, H., W:SON.: 1944. Nutidens Antarktis och istidens Skandinavien. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., v. 66, p. 635—654.
- BASALYKAS A. B.: 1967. On glacial lake basins in the South-Baltic area. In: "The history of the lakes in the Northwest", Geographical Soc. USSR, Leningrad 1967, p. 17—33.
- LUNDQVIST G., HEDE J. E. and SUNDIUS N.: 1940. Beskrivning till kartbladen Visby och Lummelunda. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Aa, No. 183, 167 pp.
- MUNTHE H.: 1910. Studier öfver Gottlands senkvartärs historia. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Ca, No. 4, 213 pp.
- MUNTHE H.: 1913. Några glacialfluviala erosionsformer på Gotland. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, No. 249, 44 pp.
- MUNTHE H., HEDE J. E. and von POST L.: 1925. Gotlands geologi. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, No. 331, 130 pp.
- MÖRNER N.-A.: 1971. A late Weichselian climatic zone system for Southern Scandinavia and related areas. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., v. 93, p. 236—238.
- MÖRNER N.-A.: 1973. Submarin kvartärgeologi i Östersjön: några preliminära resultat och framtidsaspekter. Ymer 1973, p. 91—96.
- MÖRNER N.-A., FLODEN T., HAXNER H. and ELHAMMER A.: 1975. Late Weichselian deglaciation of the Baltic. Baltica, vol. 6, Vilnius.

Received: 14.2.1974

## ГОТЛАНД В ПОЗДНЕВЮРМСКОЕ ВРЕМЯ

НИЛС-АКСЕЛЬ МЕРНЕР И АРНЕ ФИЛИП

### РЕЗЮМЕ

Остров Готланд занимает ключевую позицию в изучении позднечетвертичной истории Балтийского моря. Геоморфологические исследования последних лет коренным образом изменили прежнюю картину перемещения береговой линии и отступления ледника. Суммируя следует подчеркнуть следующее:

1. Наивысшие точки рельефа Готланда выступали над поверхностью льда в виде нунатаков.
2. Первые нунатаки возникли во время т. н. межстадиала Огорди и соответствуют этапу быстрой дегляциации в районе Готландской впадины.
3. Установлены три стадии в процессе дегляциации: стадиалы Фьерас, среднедриасовый и позднедриасовый (I фаза).
4. Большая часть о. Готланд освободилась от ледникового покрова в аллереде. Северо-западная часть острова подверглась повторному надиугу ледника первой фазы позднедриасового времени.
5. Наивысший уровень Балтийского моря (НК) установлен на абс. в. около +55 м. Южнее г. Лойста этот уровень (+53 м) является бёллинского возраста. В районе Фоллинбо (+55 м) он образовался в аллереде, а в северной части Готланда (+42, +45 м) в позднедриасовое время, в интервале между первой и второй фазами.

## О ХАРАКТЕРЕ ТРАНСГРЕССИИ И ОСОБЕННОСТЯХ ФЛОРЫ ДИАТОМОВЫХ ЛИТОРИНОВОГО МОРЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ

М. В. КАБАЙЛЕНЕ, Вильнюс

Литориновые отложения методами спорово-пыльцевого и диатомового анализов автором изучены в нескольких десятках разрезов, расположенных на побережье Южной Латвии, Литвы, Калининградской области и в юго-восточной части Балтийского моря. Некоторые результаты исследований опубликованы (Кабайлене, 1967; Kabailienė, 1958; 1959), но 15 разрезов изучено лишь за последние годы и данные этих анализов до сих пор не были рассмотрены. В основу статьи положены все имеющиеся результаты палинологического и диатомового анализов литориновых отложений, распространенных на рассматриваемой территории.

Мощность литориновых отложений на территории Юго-восточной Прибалтики колеблется в среднем от 1—2 м (в скважинах южной части косы Куршю-Нярия) до 8—10 м (в скважинах северной части косы и залива Куршю-Марес). Наиболее мощные литориновые отложения обнаружены в скважинах пос. Нида (до 16 м) и на юго-восточном берегу залива — в районе дельты р. Нямунас (около 20 м). В колонках Балтийского моря мощность литориновых отложений небольшая (в среднем около 0,3—0,8 м). На рассматриваемой территории литориновые отложения представлены песком, илом, алевритом, сапропелем, песчано-гравийными, торфянистыми слоями и т. п.

Диатомовым комплексам литориновых отложений всех изученных разрезов, во-первых, характерно наличие морских и солоноватоводных литориновому морю свойственных видов, во-вторых, они содержат немалое количество пресноводных и пресноводно-солоноватоводных видов. Состав флоры диатомовых отложений разных разрезов различается в зависимости от неодинаковых условий их образования.

Наибольшим количеством (в среднем 65—70%) морских и солоноватоводных видов характеризуются отложения Литоринового моря, встреченные в колонках отдаленных от берега, глубоких участков дна Балтийского моря. В отложениях обнажения р. Ронже и в районе бол. Нида представители этих групп составляют около 50%, в отложениях разрезов г. Клайпеда, северной части залива Куршю-Марес и косы Куршю-Нярия — 30%; в поселках Нида и Морское — 10—15%, в разрезах южной части залива и окрестностей дельты р. Нямунас — 10%. Такое постепенное уменьшение содержания морских и солоноватоводных видов в отложениях прибрежных разрезов, расположенных с севера на юг, по-видимому, связано с возрастанием в этом направлении опресняющего воздействия прареки Нямунас.



ХАРАКТЕРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДИАТОМОВЫХ ЛИТОРИНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Таблица 1

Экологические группы	Местонахождение	ЮВ ЧАСТЬ БАЛТИЧЕСКОГО МОРЯ (3 скв.)	ОКРЕСТНОСТИ О. ПАПЕ (2 скв.)	п. НИДА (2 скв.)	г. ПА-ЛАНГА (обн.)	г. КЛАИПЕДА (11 скв.)	СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС (6 скв.)
СОЛОНОВАТОЕ МОРСКИЕ (МЕЗОГАЛЫ) И МОРСКИЕ (ЭВГАЛЫ)	Местонахождение	ЮВ ЧАСТЬ БАЛТИЧЕСКОГО МОРЯ (3 скв.)	ОКРЕСТНОСТИ О. ПАПЕ (2 скв.)	п. НИДА (2 скв.)	г. ПА-ЛАНГА (обн.)	г. КЛАИПЕДА (11 скв.)	СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС (6 скв.)
ПРЕСНОВОДНЫЕ (ОЛИГОГАЛЫ) И ПИЛЫ	Местонахождение	ЮВ ЧАСТЬ БАЛТИЧЕСКОГО МОРЯ (3 скв.)	ОКРЕСТНОСТИ О. ПАПЕ (2 скв.)	п. НИДА (2 скв.)	г. ПА-ЛАНГА (обн.)	г. КЛАИПЕДА (11 скв.)	СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС (6 скв.)
ПРЕСНОВОДНЫЕ (ОЛИГОГАЛЫ) И ПИЛЫ	Местонахождение	ЮВ ЧАСТЬ БАЛТИЧЕСКОГО МОРЯ (3 скв.)	ОКРЕСТНОСТИ О. ПАПЕ (2 скв.)	п. НИДА (2 скв.)	г. ПА-ЛАНГА (обн.)	г. КЛАИПЕДА (11 скв.)	СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС (6 скв.)
ПРЕСНОВОДНЫЕ (ОЛИГОГАЛЫ) И ПИЛЫ	Местонахождение	ЮВ ЧАСТЬ БАЛТИЧЕСКОГО МОРЯ (3 скв.)	ОКРЕСТНОСТИ О. ПАПЕ (2 скв.)	п. НИДА (2 скв.)	г. ПА-ЛАНГА (обн.)	г. КЛАИПЕДА (11 скв.)	СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС (6 скв.)

(Продолжение)

Экологические группы	Местонахождение	п. ПОДКРАНТЕ (2 скв.)	п. НИДА (3 скв.)	п. МОРСКОЕ (1 скв.)	ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС И ОКР. ДЕЛЬТЫ р. НЯ-МУНАС (3 скв. и скв. X. Брокмана)	п. ЛЕСНОЕ и п. РЫБАЧИЙ (6 скв.)	ЮЖНЫЙ БЕРЕГ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС (1 скв.)
СОЛОНОВАТОЕ МОРСКИЕ (МЕЗОГАЛЫ) И МОРСКИЕ (ЭВГАЛЫ)	Местонахождение	п. ПОДКРАНТЕ (2 скв.)	п. НИДА (3 скв.)	п. МОРСКОЕ (1 скв.)	ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС И ОКР. ДЕЛЬТЫ р. НЯ-МУНАС (3 скв. и скв. X. Брокмана)	п. ЛЕСНОЕ и п. РЫБАЧИЙ (6 скв.)	ЮЖНЫЙ БЕРЕГ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС (1 скв.)
ПРЕСНОВОДНЫЕ (ОЛИГОГАЛЫ) И ПИЛЫ	Местонахождение	п. ПОДКРАНТЕ (2 скв.)	п. НИДА (3 скв.)	п. МОРСКОЕ (1 скв.)	ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС И ОКР. ДЕЛЬТЫ р. НЯ-МУНАС (3 скв. и скв. X. Брокмана)	п. ЛЕСНОЕ и п. РЫБАЧИЙ (6 скв.)	ЮЖНЫЙ БЕРЕГ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС (1 скв.)
ПРЕСНОВОДНЫЕ (ОЛИГОГАЛЫ) И ПИЛЫ	Местонахождение	п. ПОДКРАНТЕ (2 скв.)	п. НИДА (3 скв.)	п. МОРСКОЕ (1 скв.)	ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС И ОКР. ДЕЛЬТЫ р. НЯ-МУНАС (3 скв. и скв. X. Брокмана)	п. ЛЕСНОЕ и п. РЫБАЧИЙ (6 скв.)	ЮЖНЫЙ БЕРЕГ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС (1 скв.)
ПРЕСНОВОДНЫЕ (ОЛИГОГАЛЫ) И ПИЛЫ	Местонахождение	п. ПОДКРАНТЕ (2 скв.)	п. НИДА (3 скв.)	п. МОРСКОЕ (1 скв.)	ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС И ОКР. ДЕЛЬТЫ р. НЯ-МУНАС (3 скв. и скв. X. Брокмана)	п. ЛЕСНОЕ и п. РЫБАЧИЙ (6 скв.)	ЮЖНЫЙ БЕРЕГ ЗАЛИВА КУРШЮ-МАРЕС (1 скв.)

Кроме того, имеются различия также и видового состава диатомовых литориновых отложений в разных местах рассматриваемой территории (табл. 1). Среди морских и солоноватоводных форм в изученных разрезах постоянно и в большом количестве встречены *Actinocyclus ehrenbergii* с разновидностями, *Campylodiscus echeneis*. В отложениях разрезов отдаленных от берега, глубоких участков дна Балтийского моря преобладающее значение имеют морские и солоноватоводные формы из родов *Coscinodiscus* и *Chaetoceros*, а также *Rhabdonema arcuatum*, *Grammatophora oceanica*, *Hyalodiscus scoticus*, которые в прибрежных разрезах встречаются в значительно меньшем количестве или совсем не обнаружены. В отложениях прибрежных разрезов северной части изученной территории преобладающее значение имеют такие морские и солоноватоводные виды, как *Melosira moniliformis*, *Terpsinoë americana*, *Biddulphia subaequa* и другие (табл. 1), которые в отложениях разрезов, расположенных к югу (южнее г. Клайпеда) не были обнаружены. Отложениям разрезов южной части залива и косы, окрестностей дельты р. Нямунас характерны следующие морские и солоноватоводные виды: *Cyclotella striata* var. *ambigua*, *Navicula forcipata*, *Navicula pygmaea* (табл. 1).

Среди галофильных видов наиболее постоянно и в немалом количестве встречаются *Epithemia sorex*, *Epithemia turgida*, а в отложениях прибрежных разрезов особенно много *Cyclotella meneghiniana*. Из пресноводных видов наиболее часто встречаются *Melosira islandica*, *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, *Melosira granulata*, *Stephanodiscus astraea*, *Opephora martyi*. В отложениях разрезов залива Куршю-Марес и косы Куршю-Нярия в преобладающем количестве встречается *Fragilaria inflata* с разновидностями.

Различные исследователи в разных местах Балтики выделяют несколько последовательно сменявших друг друга фаз колебания уровня Литоринового моря (Марков, 1933; Гринберг, 1957; Берзинь, 1967; Кессел, Пуннинг, 1969; Iversen, 1937; Troels-Smith, 1937; Thomasson, 1938; Gudelis, 1955; Berglund, 1964 и др.).

По нами изученным глубоководным колонкам Балтийского моря оказалось затруднительно проследить проявление разных фаз колебания уровня Литоринового моря. Причиной этому может быть является малая мощность литориновых отложений в изученных колонках. Кроме того, возможно, что колебания уровня Литоринового моря на состав диатомовых открытой его части могли и не оказать очень большого влияния. Эти колебания уровня можно проследить по флоре диатомовых отложений прибрежных разрезов.

В разрезах литориновых отложений, расположенных на побережье, косы Куршю-Нярия и в заливе Куршю-Марес выделяются три горизонта, характеризующиеся увеличением общего количества диатомовых и количества морских, солоноватоводных, планктонных видов, но уменьшением значения пресноводных и эпифитных видов. Такие изменения состава диатомовых могут быть рассмотрены как отражение проявления трех трансгрессий Литоринового моря.

Сопоставив данные диатомового и пыльцевого анализов, видно, что появление морского комплекса диатомовых (*Coscinodiscus rothii*, *Diploneis smithii* f. *rhombica*, *Nitzschia scalaris*, *Campylodiscus clypeus*, *Campylodiscus echeneis*) на пыльцевых диаграммах соответствует подъему кривых ольхи, ильма и менее отчетливому подъему кривой липы. Отложения этого времени обнаружены на глубине — 10 м и глубже. В разрезах пос. Лесное, г. Клайпеда и других, в которых подошва литориновых отложений обнаружена сравнительно высоко, выше уров-

ня — 4 м, отложений начальной стадии (Л<sub>1</sub> трансгрессии) Литоринового моря не встречено. На основе этого можно считать, что уровень воды начальной стадии Литоринового моря был ниже — 4 м, но выше — 10 м. Достоверные морские отложения этого времени обнаружены в разрезах, расположенных в северной части залива и косы, севернее пос. Морское. Эта нижняя 1—3-метровая часть литориновых отложений представлена песчано-гравийными слоями.

Во время второй половины VI пыльцевой зоны (дальнейшее увеличение количества пыльцы ольхи, ильма и липы) начавшаяся трансгрессия приостановилась (уровень воды около 10 м ниже современного). На песчаных слоях начальной стадии Литоринового моря залегают торфянистые отложения, содержащие много примеси и прослоек песка, ила и алевролита. По данным анализа вегетативных остатков высших растений, выполненного М. Григялите и Д. Кучайте торфянистые отложения содержат остатки *Drepanocladus*, *Calliergon*, *Equisetum*, *Typha*, *Scirpus*, *Pinus*, *Betula*, *Alnus*. В большинстве разрезов в торфянистых отложениях была встречена флора диатомовых, которая в экологическом отношении имеет смешанный характер. Преобладающее значение имеет группа пресноводных видов, в состав которой входят диатомовые, характерные всей толще литориновых отложений, а также представители эпифитов из родов *Synedra*, *Cocconeis*, *Eunotia*, *Gomphonema*, *Epithemia*, которые в ниже- и вышележащих литориновых отложениях встречаются в небольшом количестве или совсем не обнаружены. Характерной особенностью комплекса диатомовых торфянистых отложений является наличие увеличенного количества пресноводно-солоноватоводных диатомовых по сравнению с их распространением в нижележащих песчаных слоях литоринового возраста. В небольшом количестве встречены морские и солоноватоводные виды (*Actinocyclus ehrenbergii*, *Campylodiscus echeneis*, *Campylodiscus clypeus*, *Diploneis smithii* f. *rhombica*, *Nitzschia scalaris* и др.)

Во время V пыльцевой зоны, которая соответствует голоценовому климатическому оптимуму, имела место вторая, на исследуемом побережье максимальная трансгрессия Литоринового моря. Уровень воды был на несколько метров выше современного. Отложения максимальной (Л<sub>2</sub>) трансгрессии Литоринового моря содержат самое большое количество морских и солоноватоводных диатомовых (табл. 1).

Во время первой половины IV пыльцевой зоны, характеризующейся увеличением количества ольхи, ели, постепенным уменьшением содержания широколиственных и орешника, Литориновое море начало постепенно отступать с границы максимального распространения. Это время довольно точно можно определить по данным палинологического и диатомового анализов отложений разрезов, расположенных в южной части косы (в поселках Лесное, Рыбачий), на южном, юго-восточном берегах залива, так как Литориновое море эти места покрыло лишь во время своей максимальной трансгрессии.

По данным диатомового анализа (по увеличению значения морской и солоноватоводной групп) выделяются отложения еще одной (Л<sub>3</sub>) трансгрессии, но меньшей амплитуды чем предыдущая. Проявление Л<sub>3</sub> на исследуемом побережье соответствует второй половине IV пыльцевой зоны (нижний максимум верхней ели, уменьшение содержания пыльцы широколиственных, орешника и ольхи).

По времени Л<sub>1</sub> можно сопоставить с раннеатлантической трансгрессией Б. Берглунда (Berglund, 1964), Л<sub>2</sub> — с позднеатлантической, Л<sub>3</sub> — с третьей раннесуббореальной.

На основе большого количества данных палинологического анализа морских литориновых отложений в заключение можно рассмотреть некоторые особенности пыльцевых спектров, образовавшихся в разных точках моря. Для этого к примеру можно сопоставить пыльцевые спектры V пыльцевой зоны (времени L<sub>2</sub> трансгрессии). При таком сопоставлении, во-первых, видно, что спектры точек, отдаленных от берега, характеризуются повышенным количеством пыльцы сосны, но меньшим других древесных пород по сравнению со спектрами прибрежных точек. В спектрах V пыльцевой зоны точек, отдаленных от берега, сосны в среднем 73%, березы 11,5%, ольхи 7,5%, широколиственных 7% и орешника 2,5%, а в спектрах того же возраста прибрежной зоны моря сосны в среднем 30,5%, березы 18%, ольхи 31%, широколиственных 20% и орешника 18%. Кроме того, пыльцевые спектры в разных местах прибрежной зоны отличаются значительно большим разнообразием процентных соотношений чем спектры отдаленных от берега точек.

Такие различия процентных соотношений одновозрастных пыльцевых спектров свидетельствуют о значительной роли ветрового заноса пыльцы в морских водоемах. Полученные данные хорошо согласуются с результатами экспериментальных наблюдений переноса пыльцы в морских водоемах, из которых следует, что с удалением от берега состав спектров обедняется из-за выпадения пыльцевых зерен, которые плохо транспортируются на дальние расстояния (Коренева, 1966).

#### ЛИТЕРАТУРА

- БЕРЗИНЬ Л. Э.: 1967. Возраст трансгрессий и колебания уровня ранне и среднеголоценовых бассейнов Прибалтики в вершине Рижского залива Baltica, т. 3. Вильнюс.
- ГРИНБЕРГС Э. Ф.: 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР, Рига.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В.: 1967. Развитие косы Куршию-Нярия и залива Куршию-Марес. Сб.: Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы, Вильнюс.
- КЕССЕЛ Х., ПУННИНГ Я.-М.: 1969. Об абсолютном возрасте голоценовых трансгрессий на территории Эстонии. Изв. АН ЭССР, т. XVIII, № 2.
- КОРЕНЕВА Е. В.: 1966. Маринопалинологические исследования в СССР. Сб.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. Москва.
- МАРКОВ К. К.: 1933. Поздние- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздние- и послеледниковой истории Балтики. Труды ком. по изучению четвертичного периода, М.
- BERGLUND B. E.: 1964. The Post-Glacial shore displacement in Eastern Blekinge, Southeastern Sweden. Sver. Geol. Unders. Ser. C, Nr. 5.
- GUDELIS V.: 1955. Lietuvos TSR Baltijos pajūrio geologinės raidos vėlyvajame glaciale ir postglaciale (holocene) pagrindiniai etapai. Vilniaus Valst. V. Kapsuko v. Universiteto Mokslo darbai, VII t. Vilnius.
- IVERSEN J.: 1937. Undersøgelser over Litorina transgressioner i Danmark. Dan. Geol. Fören. Meddel., 9.
- KABAILIENE M.: 1958. Augalijos raida vėlyvajame ledynmetyje ir poledynmetyje Lietuvos ir pietinės Latvijos pajūrio zonoje. Geografinis metraštis, Lietuvos TSR. Geografinė draugija, II t. Vilnius.
- KABAILIENE M.: 1959. Lietuvos ir pietinės Latvijos Baltijos pajūrio raida pagal diatomėjų floras tyrimų duomenis. Moksliniai pranešimai, Lietuvos TSR MA Geologijos ir geografijos institutas, X t. Vilnius.

- THOMASSON H.: 1938. Kolmardens litorinagranser jämte en översikt av nivåförändringarna inom Kolmarden. Geol. För. i Stockholm Förhandling, B. 60, H. 1.
- TROELS-SMITH J.: 1937. Datering of Ertebølleboplader ved Hjaelp af Litorina-Transgressioner og Pollenanalyse. Danm. Geol. Unders., Bd. 9, H. 2.

Поступило: 22.9.1972

## ON THE CHARACTER OF TRANSGRESSION AND DIATOMS FLORA PECULIARITIES OF THE LITORINA SEA ON TERRITORY OF THE SOUTH-EASTERN BALTIC AREA

by

M. KABAILIENE

#### SUMMARY

Litorina deposits have been studied by the author in many sections, situated on the sea coast of Southern Latvia, Lithuania, Kaliningrad district and in the southeastern part of the Baltic Sea by pollen and diatom analyses.

The studied deposits of the Litorina Sea contain marine forms (mesohalobies and euhalobies), freshwater and freshwater-salt water species (Table 1). By the greatest amount (on average 65—70%) of marine diatom species are characterized the deposits of the Litorina Sea met with in the cores of the deep sections of the Baltic sea, remote from shore. But it is necessary to mention that to trace the reveal of different level fluctuations of the Litorina Sea according to such deep cores appeared to be difficult. The cause of it, may be, is the small thickness of Litorina deposits in the investigated cores. Besides that, level fluctuations of the Litorina Sea could possibly not exert great influence upon the content of diatoms of open part of the sea.

Level fluctuations of the Litorina Sea can be traced according to the flora diatoms from sections, situated nearer to the shore. Three horizons are separated in the sections of Litorina deposits, situated on the sea coast, the spit of Kuršių Nerija and the Kuršių Marios bay, characterized by the total increase of diatoms quantity and the quantity of marine species, but decrease of significance of freshwater, epiphytic species. Such a change in the content of diatoms can be regard as a reflection of the display of three transgressions of the Litorina Sea. Comparing the data of diatom and pollen analyses we can say that first transgression (L<sub>1</sub>) corresponds to the first part VI of pollen zone, second (L<sub>2</sub>) to V zone, third (L<sub>3</sub>) to the second part of IV zone. Deposits of second horizon (L<sub>2</sub>) are distinguished everywhere and most distinctly. According, L<sub>1</sub> can be compared to Early Atlantic transgression of B. Berglund (1964), L<sub>2</sub> — to Late Atlantic, L<sub>3</sub> — to the third Early Subboreal.



## К ХАРАКТЕРИСТИКЕ МОРСКИХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВО-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ

И. Д. ДАНИЛОВ, Москва

Изучение четвертичных отложений в районах западного побережья Латвии, которое проводилось совместно с управлением Геологии Латвийской ССР\*, выявило здесь широкое развитие морских осадков, достигающих мощности 50—70 м. Они слагают низкие прибрежные террасы на абсолютной высоте от 4—6 до 10—15 м, подошва их опускается ниже современного уровня моря.

Показательными являются разрезы двух глубоких скважин (К-1 и К-2) близ поселка Колка, расположенном на мысу того же названия на крайнем северо-западе Латвии. Скважины пробурены на низкой прибрежной террасе высотой около 4—5 м. В верхней части, до глубины 37,4—49,7 м, они вскрывают пески с торфянистыми и илистыми прослоями, которые переполнены многочисленными раковинами *Cardium edule* L., *Macoma baltica* L., *Mytilus edulis* L. Комплекс этих видов моллюсков считается характерным для литориновых песков латвийского побережья (Ульст, Майоре, 1964). Вниз по разрезу пески в одной из скважин по четкому контакту, а в другом случае постепенно переходят в плотные жирные глины характерного шоколадного цвета. Близ кровли глин прослеживаются местами ленточноподобная слоистость за счет тонких алевроитовых и песчаных прослоев. Глины лишены остатков фауны морских моллюсков, а также включений грубообломочного материала, за исключением редких гравийных зерен. Мощность их резко меняется, составляя в одной скважине 13 м, в другой — 34 м. Глины подстилаются серыми слабо сортированными мореноподобными суглинками с включениями грубообломочного материала, ниже которых в одной из скважин залегают пески и серые алевроиты с галькой. В алевроитах (интервал глубин 79,20—109,0 м) в ранее пробуренной скважине В. Г. Ульстом и Я. Я. Майоре (1964) обнаружена холодноводная морская фауна моллюсков: *Portlandia arctica* Gray, *P. arctica* var. *siliqua* Reeve, *Astarte montagui* Dillwillw. var. *striata* Leach.

Для литориновых песков, слагающих верхнюю часть разреза низкой прибрежной террасы, получена полная микрофаунистическая характеристика (см. табл., рис. 1, 2). Комплекс фораминифер (определения Г. Н. Недешовой) отличается своеобразием. Характерен небольшой набор видов (до 10), но высокое содержание раковин в образце, кото-

\* Автор выражает признательность геологам В. В. Юшкевичу и Я. А. Страуме, благодаря содействию которых была получена возможность изучить керн и ознакомиться с разрезами скважин.

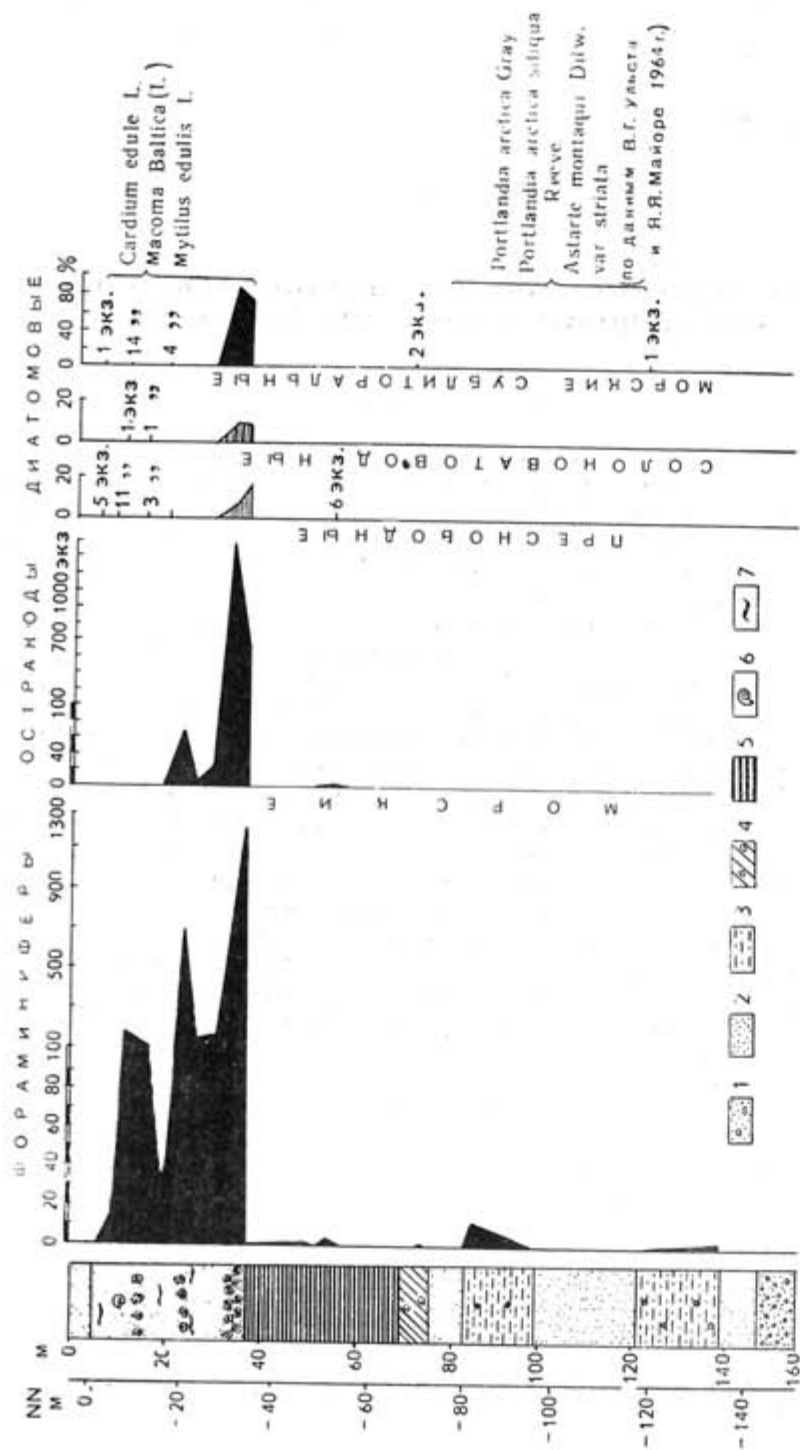


Рис. 1. Распределение микрофауны и микрофлоры по разрезу скважины К-1 в пос. Колка.  
1 — песок; 2 — песок; 3 — суглинок; 4 — суглинок валунистый; 5 — глина шоколадного цвета; 6 — фауна морских моллюсков; 7 — двустворчатые и прочие растительного материала.

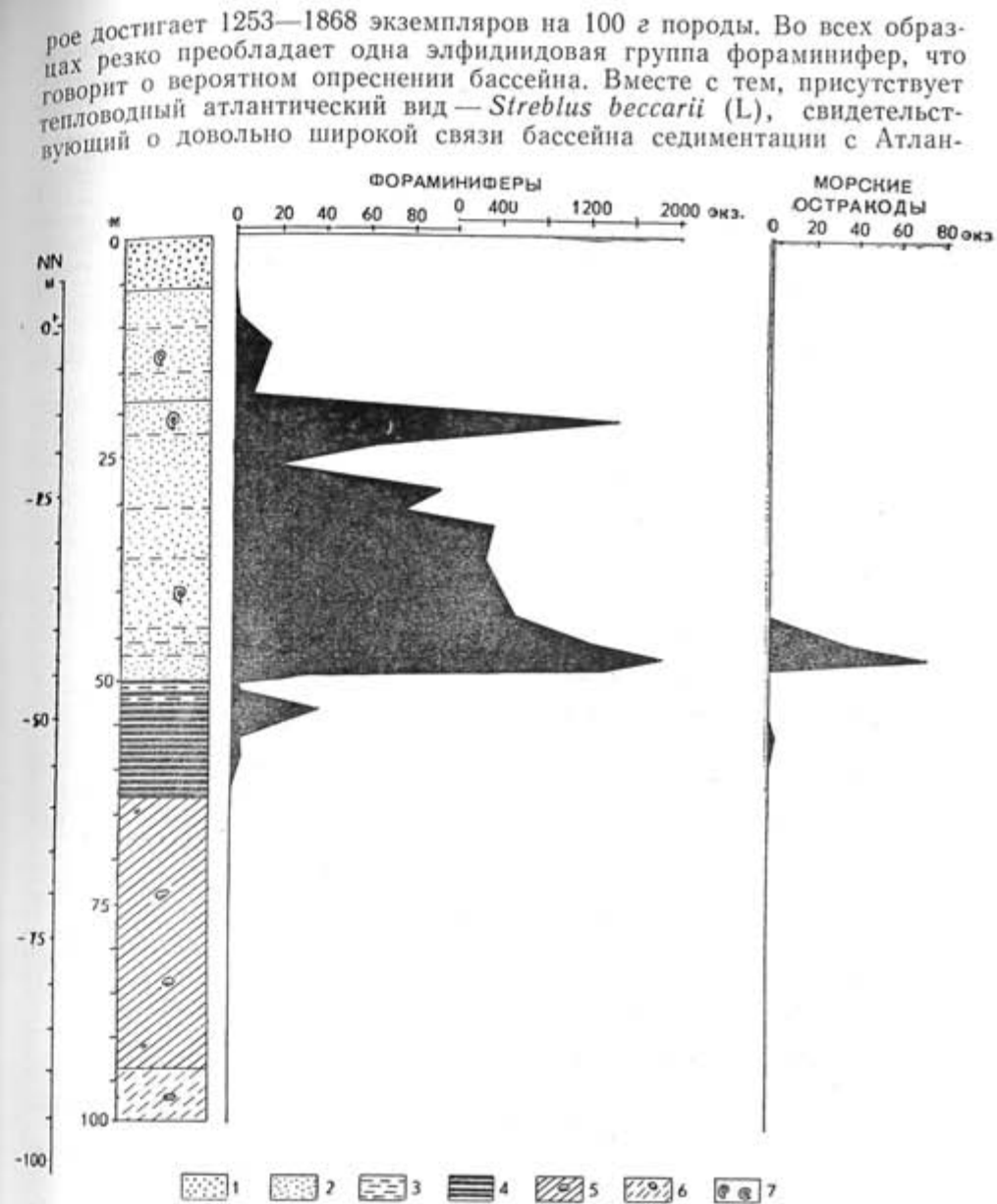


Рис. 2. Распределение микрофауны по разрезу скважины К-2 в пос. Колка.  
1 — песок среднезернистый; 2 — песок мелкозернистый; 3 — алеврит; 4 — глина шоколадного цвета; 5 — суглинок валунистый; 6 — суглинок валунистый; 7 — фауна морских моллюсков.

тикой. Отличительным признаком комплекса фораминифер является высокое содержание среди элфидинид наряду с *Elphidium subclavatum* Gudina раковин *Elphidium granatum* Gudina, что не свойственно иным, более древним комплексам фораминифер из плейстоценовых отложений Прибалтики. Помимо фораминифер комплекс микрофауны включает морские остракоды (см. табл.). Видовое разнообразие их также невысоко (7 видов), но количество в одном образце достигает 491—1197 экземпляров. Все обнаруженные в песках виды остракоды встречаются,

Таблица 1.

Распределение микрофауны фораминифер и остракод в отложениях скважин К-1, К-2 и др.

Микрофауна	Литориновые пески с раковинами морских моллюсков, алевриты			Глины шоколадного цвета, иногда, ленточно-слоистые	
	Скв. К-1 пос. Колка Абс. выс. -1,3; -33,4 м	Скв. К-2 п. Колка Абс. высота -1,8; -45,7 м	Скв. 9 п. Улмале Абс. выс. -58,0; -66,8 м	Скв. К-1 п. Колка Абс. выс. -33,4; -67,3	Скв. К-2 п. Колка Абс. выс. -45,7; -58,9
1	2	3	4	5	6
<i>Streblus beccarii</i> (L.)	1	1			
<i>Cibicides rotundatus</i> Stschedrina			1		
<i>Cribrononion incertus</i> (Williamson)	4	2	5		
<i>Cribrononion obscurus</i> Gudina	1-2		4	2	
<i>Elphidium subclavatum</i> Gudina	9-695	1-1650	23-2420	1	27
<i>Elphidium obesum</i> Gudina	3-22	4-27	34		
<i>Elphidium granatum</i> Gudina	11-662	6-1081	44-369	1	1-12
<i>Elphidium boreale</i> Nuzhdina	4-95	1-273	22		
<i>Protelphidium orbiculare</i> (Brady)	1-10	3-41		1	
<i>Protelphidium asterotuberculatum</i> (Voorthuysen)	2				
<i>Criboelphidium subarcticum</i> (Cushman)		1-17			2-3
Общее количество	21-1253	1-1868	67-2854	1-3	2-39
<i>Heterocyprideis sorbyana</i> (Jones)	124-396	6-17			
<i>Cytheridea papillosa</i> Bosquet	8-360	10-16		1	1
<i>Haplocytheridea punctillata</i> (Brady)	72-204	5-10			
<i>Eucythere?</i> sp.	2-8	1			
<i>Robertsonites tuberculata</i> (Sars)	148-216	4-34			
<i>Hirschmannia viridis</i> (Müller)	1-56				
<i>Cytherura</i> cf. <i>higrescens</i> (Baird)	21-24	2			
<i>Cytheropteron montrosiense</i> Brady, Cros. et Rob.			5		
Общее количество	28-1197	37-73	5	1	1

Фораминиферы

Морские остракоды

согласно заключению Е. В. Постниковой, в современном Балтийском море на глубинах от 0,5—20 м (при солености 5,25—8,12‰) до 66,0—127,0 м (при солености до 15,32‰). Характерными видами являются: *Heterocyprideis sorbyana* (Jones), *Cytheridea papillosa* Bosquet, *Haplocytheridea punctillata* (Brady), *Robertsonites tuberculata* (Sars).

В основании слоя песков обнаружена богатая диатомовая флора (около 120 створок на 1 ряд препарата). Диатомеи (определения Г. С. Голиковой) представлены морскими, в основном сублиторальными, видами (75,4—83,0%). Наиболее характерными являются; *Hyalodiscus scoticus* (Ktz.) Grun — до 36,4%, *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs —

до 25,4%, *Coscinodiscus lacustris* Grun — до 13,4%. Значительное участие во флоре диатомовых принадлежит солоноватоводным и пресноводно-солоноватоводным видам (9,6—10,0%), из которых чаще других встречаются: *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *D. interrupta* (Kütz.) Cl., *Melosira nummuloides* Ag., *Cocconeis placentula* Ehr., *Cyclotella meneghiniana* Kütz.

До 7—15% составляют пресноводные диатомовые, среди которых наиболее типичны: *Melosira granulata* Ralfs, *Cymbella gracilis* Cl., *Epithemia zebra* (Ehr.) Kütz., *Fragilaria inflata* var. *Istvanffy* Hust. Состав комплекса диатомовых, повидимому, отражает условия морского мелководного опресненного бассейна. Наличие пресноводных диатомей, возможно, связано с выносом их реками.

Таким образом, палеонтологические данные свидетельствуют, что накопление песков, слагающих значительную по мощности верхнюю часть разреза рассматриваемых скважин, происходило в опресненном, но имеющем достаточно широкую связь с Атлантикой, сравнительно тепловодном морском бассейне. По геологическому положению, геоморфологическим условиям залегания и составу заключенных в них фаунистических и флористических остатков пески соответствуют осадкам литориновой трансгрессии. В то же время, обращает на себя внимание факт залегания подошвы песков на отметках — 33,4; — 45,7 м ниже современного уровня моря.

Повидимому, аналогичные рассмотренным пески и алевриты вскрыты на западном побережье Латвии в скважине 9 (рис. 3) близ пос. Улмале (к югу от г. Вентспилса). Подошва их залегает на глубине 66,8 м ниже уровня моря, подстилаются они пластичными коричневыми глинами, лишенными включений грубообломочного материала. В алевритах, непосредственно перекрывающих глины, содержится микрофауна фораминифер почти идентичная по составу комплексу фораминифер в литориновых песках на мысе Колка (см. табл.). Также характерно небольшое видовое разнообразие (7 видов) и высокое количественное содержание раковин в образце (до 2854 экзemplаров). Доминируют эльфидиды, среди которых количественно резко преобладают два вида: *Elphidium subclavatum* и *Elphidium granatum*. Комплекс микрофауны включает морские остракоды, представленные одним видом — *Cytheropteron montrosiense* Brady, Cros. et Rob.

Следует подчеркнуть, что признаками, свойственными комплексу микрофауны из литориновых отложений, не обладает ни один комплекс из более древних морских плейстоценовых отложений Прибалтики.

Синхронные рассмотренным бассейновые осадки не всегда имеют морской генезис, в чем сказались фациальные различия условий осадконакопления. Скважиной на поверхности террасы с абсолютной высотой 6 м в районе г. Вентспилса вскрыта толща пород, представленных алевритами, песками, глинами с прослоями хорошо разложившегося органогенного материала. Подстилается она на глубине 35,0 м жирной однородной глиной шоколадного цвета.

Морские глины с раковинами *Macoma baltica* L. фиксируются только в приповерхностной части разреза на глубине 3,5—3,7 м. Нижележащие глины и пески с торфянистыми прослоями содержат фауну пресноводных моллюсков. С глубины 9 м пресноводная фауна исчезает и в отложениях появляются единичные раковины фораминифер: *Elphidium subclavatum*, что говорит о возможном периодическом проникновении в бассейн седиментации морских вод. Среди диатомовых наряду с пресноводными (33,7—67,4%) присутствуют пресноводно-солоноватоводные и солоноватоводные виды (до 23,6—66,0%). В нижней по разре-



зу части толщи, близ контакта с коричневыми глинами, в количестве 0,3—0,9% отмечены морские сублиторальные диатомей. Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что отложения накапливались в условиях сильно опресненного периодически осолонявшегося бассейна лагунного типа, получившего в конце его существования открытую связь с морем.

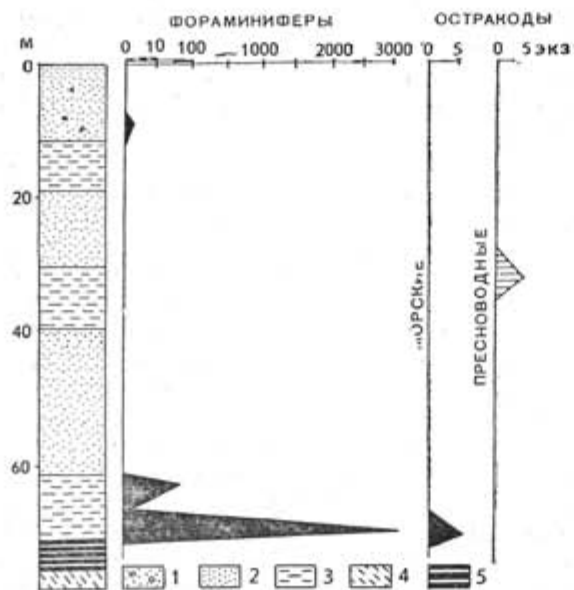


Рис. 3. Распределение микрофауны по разрезу скважины 9 близ пос. Улмале.  
1 — песок с галькой; 2 — песок; 3 — алеврит; 4 — супесь с галькой; 5 — глина коричневая.

Во всех рассмотренных разрезах породы с морской литориновой фауной и диатомовой флорой и пресноводно-солонатоводные лагунные осадки подстилаются, как уже отмечалось, жирными пластичными однородными глинами коричневого или характерного шоколадного цвета. Эти глины не содержат прослоев органогенного материала, видимых фаунистических и флористических остатков, а также включений грубообломочного материала. Образование их обычно связывается с локальными позднплейстоценовыми приледниковыми бассейнами (Ульст, Майоре, 1964). Вместе с тем, переход песков с литориновой фауной в подстилающие их шоколадные глины происходит постепенно, базального слоя в основании песков не наблюдается.

В глинах, вскрытых скважинами близ пос. Колка, обнаружена микрофауна фораминифер и морских остракод. Фораминиферы представлены 5 видами, количественное содержание раковин в образце достигает 39 экземпляров (см. табл.). Отмечены только те виды фораминифер, которые присутствуют в вышележащих песках, но комплекс обеднен как в видовом, так и количественном отношении. Это позволяет сделать заключение, что более богатая микрофауна песков наследует бедные микрофаунистические комплексы глин. Вывод о захоронении микрофауны на месте былого обитания представляется более основательным, нежели допущение о ее переотложении ледником из более древних плейстоценовых отложений. Комплексы фораминифер в морских плейстоценовых отло-

жениях существенно отличаются от рассмотренных выше по видовому составу, который значительно более разнообразен и включает многочисленных представителей иных групп фораминифер (всего свыше 40 видов). В случае предположения о переотложении микрофауны ледником остается необъяснимым выборочное присутствие в глинах только тех видов фораминифер, которые получают массовое развитие в вышележащих морских песках. Глины содержат единичные створки одного вида морских остракод — *Citheridea papillosa* Bosquet, также достигающего в вышележащих песках массового развития. В глинах практически отсутствует диатомовая флора, обнаружены лишь единичные створки пресноводных диатомей.

Литологический облик глин, лишенных органогенного материала, редкие и неповсеместные остатки микрофауны и микрофлоры, иногда лентчоподобная слоистость свидетельствуют о формировании их в условиях холодноводных опресненных пригляциальных бассейнов. Однако это были не локальные приледниковые бассейны, в которые не могла, конечно, проникать морская микрофауна, а обширный пригляциальный сильно опресненный бассейн, имевший слабую и, возможно, непостоянную связь с морем.

Глины и перекрывающие их осадки ингрессионно заходят в пределы современных речных долин, т. е. они вложены в комплекс пород, слагающих более возвышенные террасовые и водораздельные пространства. Накоплению их предшествовал размыв. Поскольку подошва глин опускается на 50—70 м ниже современного уровня моря, то и глубина вреза достигала этих величин. Следовательно, после отложения плейстоценовых пород водоразделов и до начала накопления глин имела место крупная регрессия, обусловившая врез и образование переуглубленных долин, которые наследуются современными. Геологические условия залегания глин, их положение под литориновыми осадками, наличие предшествовавшего их накоплению вреза позволяют говорить о возможном соответствии глин отложениям ильдиевой трансгрессии, которые, как известно, в тектонически стабильных районах залегают на 50—60 м ниже уровня моря (Квасов, Баканова, Давыдова, 1970). Кровля глин на западном побережье Латвии колеблется от —30 до —60, подошва от —35 до —70 м.

Глины подстилаются серыми, слабо сортированными валунными суглинками, внешне весьма напоминающими моренные отложения, за которые они обычно и принимаются. Вместе с тем, в отдельных разрезах (например, в скважине в районе г. Вентспилса) в суглинках обнаруживается микрофауна фораминифер. Содержание раковин в образце составляет до 15—25 экземпляров, комплекс насчитывает 9 видов: *Quinqueloculina borea* Gudina, *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *Buccella frigida* (Cushman), *B. hannai arctica* Voloshinova, *Cibicides rotundatus* Stschedrina, *Cribrononion obscurus* Gudina, *Elphidium subclavatum* Gudina, *E. obesum* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady). Возможно предположение, что микрофауна в валунных суглинках переотложена ледником из нижележащих слоистых алевритов с микрофауной фораминифер и богатым комплексом морских сублиторальных диатомей. В морских алевритах комплекс фораминифер также представлен 9 видами, но является существенно иным по составу: *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, *Buccella hannai arctica*, *Cibicides rotundatus*, *Cribrononion incertus* (Williamson), *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *Protelphidium orbiculare*, *P. parvum* Gudina. В суглинках присутствуют виды, не обнаруженные в подстилающих морских алевритах, несмотря на большее содержание раковин в образце (до 76 эк-

земляков); количество их составляет 4 из 9: *Quinqueloculina borea*, *Miliolinella subrotunda*, *Cribronion obscurus*, *Elphidium obesum*. Этот факт делает маловероятным предположение о переотложении микрофауны ледником. Накопление валунных суглинков происходило, по видимому, в приледниковом морском бассейне, генезис их ледниково-морской.

Микрофауна фораминифер характерна и для отложений более высоких террас, развитых вдоль западного побережья Латвии на абсолютной высоте 10—15 м. Образование их связывается со стадиями Балтийского ледникового озера (Вейнберге, 1964). Террасы сложены мелкозернистыми песками, слоистыми алевритами, переходящими в ленточное переслаивание глинистых алевритов и тонкозернистых песков. В основании видимого разреза террас нередко вскрываются серые слабо сортированные плотные суглинки с гравием, галькой и преимущественно мелкими хорошо окатанными валунами, относимые к морене валдайского оледенения.

Фораминиферы встречены во всех вышеперечисленных разностях отложений и равномерно распределены по разрезу. Количественное содержание раковин в образце невелико (не более 10 экземпляров), что говорит о неблагоприятных экологических условиях существования фораминифер. Они представлены следующими видами: *Buccella hannai arctica*, *Prinaella pulchella* Parker, *Cibicides rotundatus*, *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Pr. parvum*.

Приведенные материалы показывают, что в позднеледниковое и, частично, ледниковое время бассейн, располагавшийся в районе южных побережий современной Балтики, имел связь с морем на разных этапах существования. Накопление валунных суглинков происходило в солоноводном бассейне в непосредственной близости от края ледника. По мере отступления последнего в приледниковом бассейне начинают накапливаться ленточнослоистые осадки, слоистые алевриты и пески с редкой микрофауной фораминифер. О постоянной связи позднеледникового бассейна с морем в восточной части Финского залива свидетельствуют данные К. В. Желубовской, Т. Е. Ладышкиной (1962), М. А. Лавровой, Т. Е. Ладышкиной (1965), Т. В. Усиковой, Г. И. Клейменовой, Р. Н. Джиноридзе (1967) и др. Таким образом, позднеледниковому валдайскому времени соответствует высокое положение уровня моря, т. е. морская трансгрессия. Это позволяет сделать более общий вывод, что трансгрессии в районе Балтики не связаны с эвстатическими колебаниями уровня океана. Если уровень моря в позднеледниковое время был выше современного, то с позиций эвстатического колебания уровня океана невозможно объяснить последовавшую затем крупную (предиольднелевую) регрессию, которая достигала минимум 50—70 м. По всей вероятности, позднеледниковые и голоценовые трансгрессии и регрессии Балтики обусловлены тектоническими причинами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- ВЕЙНБЕРГС И. Г.: 1964. Морфология и динамика берегов Балтийского ледникового озера на побережье Латвийской ССР. Вопросы четвертичной геологии. Изд. АН Латв. ССР, вып. III, Рига.
- ЖЕЛУБОВСКАЯ К. В., ЛАДЫШКИНА Т. Е.: 1962. К познанию позднеледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований разреза Лахтинской котловины. Докл. АН СССР, т. 146

- КВАСОВ Д. Д., БАКАНОВА И. П., ДАВЫДОВА Н. Н.: 1970. Основные вопросы позднеледниковой истории восточной Балтики. Baltica, т. 4 Вильнюс.
- ЛАВРОВА М. А., ЛАДЫШКИНА Т. Е.: 1965. К вопросу о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении. Baltica, т. 2 Вильнюс.
- УЛЬСТ В. Г., МАПОРЕ Я. Я.: 1964. Стратиграфическое расчленение ледниковых отложений запада Европейской части СССР по окатанности зерен роговой обманки. Вопросы четвертичной геологии. Изд-во АН Латв. ССР, вып. III. Рига.
- УСИКОВА Т. В., КЛЕЙМЕНОВА Г. И., ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н.: 1967. К вопросу о позднеледниковой истории Балтики в районе Ленинграда. Baltica, т. 3, Вильнюс.

Поступило. 7.II.1973

## AN APPROACH TO THE CHARACTERISTICS OF THE MARINE LATE-PLEISTOCENE AND HOLOCENE DEPOSITS OF THE EAST BALTIC AREA

by

I. D. DANILOV

### SUMMARY

The article deals with the problems of the genesis and conditions of sedimentation of the late-Glacial and Holocene deposits in the western coastal area of Latvia. A characteristic is given of the composition of the foraminifera and ostracoda microfauna, and of the diatom flora in the deposits of the Litorina terrace. The marine Litorina sand is environmentally superseded by lagoonal deposits with fresh-water and brackish-water microfauna and microflora. Foraminifera and Ostracoda have been discovered in the Yoldia (presumably) clay that underlies the Litorina sand, and in the deposits of the Baltic Glacial Lake terrace. The accumulation of the late-Glacial sediments took place in the basin connected with the sea the level of which was higher than it is at present. The base of the Litorina sand and of the underlying clay occurs at a depth of 50 m. to 70 m. below the present-day sea level. Their accumulation was preceded by an entrenchment and the formation of overdeepened valleys that are inherited by the recent valleys. The transgressions and regressions of the Baltic are due not to the eustatic fluctuations of the sea level, but to the tectonic causes.

## ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ БАЛТИКИ ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ ЛАТВИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

*И. ВЕЙНБЕРГС, Э. ГРИНБЕРГС, И. ДАНИЛАНС, В. УЛЬСТ, Рига*

В процессе дегляциации последнего ледникового покрова на целом ряде участков территории Латвии возникали локальные бассейны талых ледниковых вод, большей частью сравнительно небольшие по своим размерам, с различными высотами уровней. Продолжительность их существования была небольшой, они в основном одновременны. Наиболее поздними из них являлись бассейны, располагающиеся в пределах современного побережья, осадки их прослеживаются и на дне многих участков прибрежной части моря. Отложения этих бассейнов нередко перекрываются хорошо датированными позднедриасовыми осадками, следовательно возраст последних приледниковых водоемов не моложе конца аллереда.

Первой стадией развития поздне- и послеледниковой Балтики в пределах побережья Латвии являлся бассейн, береговая линия которого на севере республики (в основном на Курземском полуострове), где последующее поднятие земной коры было наиболее интенсивным, расположена гипсометрически выше других береговых линий (до 55—56 м над уровнем моря). К югу абсолютная высота береговой линии быстро понижается и вскоре береговые образования бассейна первой стадии Балтийского ледникового озера (Bgl I) сливаются с берегами более молодой стадии. Пока не совсем ясно, имела ли стадия Bgl I трансгрессивный характер, или же представляет собою этап стабилизации уровня водоема принявшего воды последних местных приледниковых бассейнов.

Следующим этапом развития Балтики была вторая стадия Балтийского ледникового озера (Bgl II), высота береговой линии которой на севере Курземского полуострова 50—51 м, у границы Литовской ССР — 14 м, в районе вершины Рижского залива 8—9 м. У города Гробиня высшая для этого района береговая линия Bgl II располагающаяся 28 м над уровнем моря на одном из участков представлена крупным береговым валом перегораживающим долину стока талых ледниковых вод. Абсолютная отметка дна этой долины возникшей до стадии Bgl II — 9 метров над уровнем моря; то есть 19 метров ниже подошвы берегового вала. Следовательно, амплитуда трансгрессии этой стадии не менее 19 метров (Гринбергс, 1957). Трансгрессивный характер второй стадии Балтийского ледникового озера подтверждается также особенностями строения аллювия речных террас сопрягающихся с береговыми образованиями Bgl II. В приустьевых участках аллювий этих террас построен по констративному типу или же характеризуется увеличенной мощностью аллювиальных свит.



Гипсометрически ниже береговой линии BgIII располагается еще ряд древних берегов, которые маркируют уровни трех основных фаз стабилизации регрессивной третьей стадии Балтийского ледникового озера (BgIII). Морфологически наиболее четко выражен древний берег средней фазы этой стадии BgIIIb, который прослеживается по всему побережью. Береговые образования этой фазы располагаются на севере Курземского полуострова около 40 м, на юго-западе 12 м, в вершине Рижского залива 7 м над уровнем моря. Изобазы береговой линии имеют азимут СВ 65°.

Террасы рек, сопряженные с береговыми линиями этой стадии, характеризуются небольшими мощностями аллювия подтверждающими регрессивный характер стадии BgIII. Общая амплитуда регрессии бассейна во время этой стадии не менее 30—40 метров. Вначале регрессия происходила сравнительно медленно с отдельными фазами стабилизации уровня, в дальнейшем же она, по-видимому, происходила быстрее, однако, судя по материалам изучения севера Курземского полуострова, BgIIIc еще не являлась последней фазой стабилизации уровня этой стадии (Гринбергс, 1957).

Третья стадия Балтийского ледникового озера имеет позднеледниковый возраст (X зона Л. Поста). В отношении возраста более древних стадий прямых данных нет, однако имеющиеся материалы и соображения позволяют предполагать, что они существовали в конце аллередского, или в самом начале верхнеледникового времени.

Абсолютный возраст древесины из песков Балтийского ледникового озера (BgIII) в разрезе «Сарканайс малс» у гор. Елгава определен в  $10\ 390 \pm 105$  (TA-128) и  $10\ 800 \pm 250$  (Ri-4) лет. Однако в недалеком расположенном разрезе у завода «Прогресс» растительные остатки из тех же песков имели возраст  $11\ 875 \pm 110$  (TA-129A) и  $11\ 950 \pm 110$  (TA-129) лет. Последние датировки не согласуются с палинологическим данным и объясняются скорее аллохтонным характером органического материала.

Уровень Иольдиевого моря был ниже современного. Иольдиевые отложения изучены у города Вентспилс (Джиноридзе, Клейменова, Серганов, 1967) и в районе устья реки Даугава (Берзинь, 1967). В пределах Вентспилской лагуны они представлены песчано-глинистыми осадками серого цвета, содержащими богатую диатомовую флору (до 104 видов), значительно отличающуюся по своему составу от комплексов диатомовых из ниже и выше залегающих отложений. Основной особенностью их состава является присутствие значительного количества морских диатомовых достигающего 40 и даже несколько более процентов. Комплекс солоноводных форм составляет: *Mastogloia smithii* Thw. + var. *amphicephala* Grun., *Diploneis smithii* (Breb) Cl + var. *rhombrica* Mer., *Nitzschia punctata* (W. Sm.) Grun., *Campylodiscus echeneis* Ehr. По данным спорово-пыльцевого анализа отложения содержащие значительное количество морских диатомовых относятся к пребореальной IX зоне Поста. В изученном разрезе иольдиевые осадки залегают 15—20 м ниже уровня моря. Следует полагать, что уровень Иольдиевого моря в районе города Вентспилс был около 5 метров ниже современного.

Интерпретация материалов изучения иольдиевых, как и комплексов выше залегающих отложений, в районе г. Риги сильно осложняется расположением исследованного разреза в устьевой части крупной реки Даугава. Кроме возможности переотложения части пыли и диатомовых в результате деятельности русловых и береговых процессов, усиливающейся неоднократно значительными колебаниями базиса эрозии, необходимо учитывать также своеобразие дельтовой области, в пределах

которой условия обитания тех или иных экологических групп диатомовых могут быть обусловлены не только общими изменениями солёности бассейна, но и чисто локальными изменениями обстановки возникающими вследствие формирования и преобразования отдельных участков самой дельты.

Тем не менее, песчано-алевритовые осадки с растительными остатками и обломками раковин моллюсков, которые в изученном разрезе залегают 25—28 м ниже уровня по всей видимости являются иольдиевыми. На это указывает как пребореальный характер пыльцевых спектров, так и довольно высокое содержание морских диатомовых (до 30%), представленных *Campylodiscus clypeus* Ehr. и *Diploneis smithii* (Breb.) Cl.

Имевшее место в литературе (Берзинь, 1967) указание, что иольдиевая трансгрессия в вершине Рижского залива достигала по крайней мере — 4,5 м необосновано, так как в разрезе Шалкас послужившем основанием для такого заключения наличие отложений Иольдиевого моря никак не подтверждено. Уровень иольдиевой стадии в этом районе скорее всего был порядка 15 метров ниже современного уровня моря.

Анциловые отложения перекрывающие осадки Иольдиевого моря характеризуются комплексом диатомовых, в котором сильно преобладают пресноводные виды *Navicula scutelloides* W. Sm., *Melosira islandica* O. Müll., *Diploneis mauleri* Skabitsch, *Diploneis domblitensis* Cl., *Melosira arenaria* Moore, *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun. и другие. Солоноводные формы присутствуют в количестве 10—40%, солоноводные же диатомовые совершенно отсутствуют или встречаются лишь в незначительном количестве. По спорово-пыльцевым данным формирование анциловых отложений происходит в бореальное время (VIII зона Поста). По материалам изучения отложений Вентспилской лагуны (Гринбергс, 1957) во время VII зоны Поста, характеризующейся резким увеличением количества пыльцы *Alnus* и *Corylus* имело место некоторое понижение уровня Анцилового озера.

Абсолютный возраст песчанистого сапропеля, накопившегося в это время в Вентспилской лагуне, однако неожиданно оказался  $8790 \pm 180$  лет (Mo-225). Хорошо датированные анциловые отложения в районе города Вентспилса залегают на высоте до 2 метров над уровнем моря, однако надежно увязать эти отложения с соответствующими береговыми образованиями пока не удалось. Предположительно анциловой Э. Гринбергс (1957) считает береговую линию, которая в этом районе прослеживается на абсолютной высоте 15 м над уровнем моря.

В вершине Рижского залива уровень Анцилового озера был не выше чем 5—6 метров ниже современного уровня моря (И. Даниланс, 1963). Таким образом, во время максимума трансгрессии Анцилового озера его уровень в пределах Латвийского побережья был примерно на 10—20 метров выше уровня Иольдиевого моря.

Трансгрессия Литоринового моря происходившая в начале атлантического времени, достигает максимального своего уровня во время климатического оптимума послеледникового (V зона Л. Поста). Абсолютная высота береговых образований этого максимального уровня (Lita) составляет на севере Курземского полуострова 12—13 м, у границы Литвы 6,5 м, в вершине Рижского залива 5 м, на севере восточного побережья Рижского залива 3—4 м.

Изобазы береговой линии Lita ориентированы с СВ на ЮЗ, их азимут 45—55°. Трансгрессивный характер фазы подтверждается во всех изученных разрезах повсеместным залеганием солоноводных отложений этой фазы на пресноводных осадках или наземных образованиях. Пыль-

цевые спектры литориновых отложений свидетельствуют о том, что накопление их началось во время значительного увеличения количества пыльцы широколиственных (VI зона Поста). Так например, в одном из разрезов Вентспилсской лагуны (1 км севернее н. п. Варве) на анциловых глинах, содержащих исключительно пресноводные диатомовые, залегают прослой низинного торфа не содержащий диатомовых, формирование которого происходило во время регрессии Анцилового озера. Торф перекрывается песчанистыми сапропелями, в которых наряду с пресноводными встречаются также солоноватоводные и солоноводные диатомовые, в частности, *Campylodiscus clypeus* Ehr., *Campylodiscus echeneis* Ehr., *Caloneis permangana* Cl., указывающие на поступление в лагуну морских вод. Выше по разрезу, в песках покрывающих сапропелевые отложения, солоноводные формы диатомовых количественно являются доминирующими. С оценками «в массе» встречается *Campylodiscus echeneis* Ehr., «очень часто» *Campylodiscus clypeus* Ehr. По палинологическим данным формирование торфа относится к переходному этапу от бореального к атлантическому периоду (VII зона Поста). Контакт торфа и перекрывающих сапропелевых отложений отображающий момент начала литориновой трансгрессии в Вентспилсской лагуне, по палинологическим данным характеризуется началом подъема кривой пыльцы широколиственных (VI зона Поста). Абсолютный возраст образца взятого из контакта торфа и сапропелей оказался равным  $7110 \pm 170$  годам (Mo-224). Пыльцевые спектры выше залегающих песчаных отложений, накопившихся во время максимума литориновой трансгрессии отличаются наиболее высоким содержанием пыльцы широколиственных. Это свидетельствует о синхронности, или, во всяком случае, о близости максимумов кривой пыльцы широколиственных и литориновой трансгрессии на побережье Латвии. Во второй половине атлантического периода уровень Литоринового моря снижается, примерно, на 6 метров. Вторая, менее значительная, трансгрессия Литоринового моря (Litb) имела место в суббореальное время (III зона Л. Поста). Максимальный уровень этой трансгрессии однако был около 4 метров ниже уровня первой трансгрессии Литоринового моря, то-есть, в пределах основной части латвийского побережья лишь незначительно превышал современный уровень моря.

Между береговыми образованиями второй литориновой трансгрессии и современным берегом встречаются слабо развитые береговые формы, однако за исключением северо-западной части Курземского полуострова они находятся в пределах заплеска современных штормовых волн, поэтому возможности выявления особенностей развития Поселиториновой стадии на латвийском побережье ограничены.

#### ЛИТЕРАТУРА

- БЕРЗИНЬ Л. Э.: 1967. Возраст трансгрессии и колебания уровня ранне- и среднеголоценовых бассейнов Балтики в вершине Рижского залива. Baltica 3, Вильнюс.  
 ГРИНБЕРГС Э. Ф.: 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига.  
 ДАНИЛАНС И. Я.: 1963. Подсапропелевый торф в оз. Бабелите и высота уровня Анцилового озера в вершине Рижского залива. Вопросы четвертичной геологии II, Рига.

ДЖИПАРИДЗЕ Р. Н., КЛЕЙМЕНОВА Г. И., СЕРГАНОВ В. И.: 1967. Новые данные по истории древней Вентспилсской лагуны. В кн.: История озер Северо-Запада. Л.  
 УЛЬСТ В. Г.: 1957. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига.

Поступило: 25.12.1972

## DIE SPÄT-UND NACHEISZEITLICHE GESCHICHTE DER OSTSEE AUF GRUND DER FORSCHUNGEN AN DER LETTISCHEN KÜSTE

von

I. VEINBERGS, E. GRINBERGS, I. DANILĀNS und V. ULST

### ZUSAMMENFASSUNG

Die Verfasser sind bestrebt ein zusammenfassendes Bild über die Küstenentwicklung Lettlands während der Spät- und Nacheiszeit darzustellen. Auf Grund der morphologischen und stratigraphischen Angaben wird eine ganze Reihe von der alten Küstenlinien und der mit ihnen verbundenen Ablagerungen festgestellt. Ausserhalb der Uferbildungen der lokalen Eisseen sind die folgenden alten Ufermarken der Ostsee auf den langen Strecken des Küstensaumes gut verfolgbar: Bgl I, II und III - die Uferbildungen des baltischen Eissees, die Ancyclus-Uferlinie sowie die zwei des Litorinameeres (Lit<sub>a</sub> und Lit<sub>b</sub>).

Die yoldiazeitliche Uferlinie liegt in Lettland überall unter NN. Die Uferbildungen des baltischen Eissees Bgl I und Bgl II entstanden in der zweiten Hälfte der Allerödzeit und am Anfang der Spätdryas, die der Bgl III in der Mitte und am Ende diesen Zeitraumes. Die Bildung der Ancyclus Uferlinie fällt in die Borealzeit. Das Litorinamaximum steht im Zusammenhang mit der Blütezeit des Eichenmischwaldes. Die zweite Litorinatransgression entspricht schon dem Subboreal. Dazwischen ist eine kurzdauernde Regression eingeschaltet. Die tiefste Regression des Ostseebeckens an der lettischen Küste ist mit der preborealen Yoldia verbunden.

## РАЗВИТИЕ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА В ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

О. М. ЗНАМЕНСКАЯ, Е. А. ЧЕРЕМИСИНОВА, Ленинград

Основные представления о времени освобождения ото льда восточной части Финского залива и прилегающих территорий, включая Ладожское озеро, приведены в работах В. Рамсея (1928), Ю. Айлио (1915), С. А. Яковлева (1926) и К. К. Маркова (1931; 1961). Исследования последних лет внесли много нового в историю поздне- и послеледниковой развития восточной части Финского залива (работы сотрудников СЗГУ, ЛГУ, лаборатории озероведения АН СССР, Института Географии АН СССР). Кратко они приводятся ниже.

1. Поздне-ледниковые отложения, залегающие выше Литориновой террасы. В настоящее время не вызывает сомнения, что образованию единого озерно-ледникового бассейна в Балтийской котловине предшествовало формирование внутрiledниковых и приледниковых озер с разными уровнями. Последние были соединены протоками, образуя системы, связанные со стадиями сокращения последнего надвига верхне-плейстоценового (собственно валдайского) оледенения. По мере сокращения ледникового покрова пороги стока приледниковых озер перемещались с юга на север (Квасов и Краснов, 1967).

В восточной части Финского залива водно-ледниковые отложения представлены ленточными глинами, супесями и песками. Они слагают камы и озерно-ледниковые террасированные равнины, время образования которых связано с сокращением лужско-невского ледника последнего оледенения. Краевые образования этого этапа установлены на Ижорской возвышенности и вокруг Карельского перешейка.

Ленточные глины Приневской низменности изучались К. К. Марковым и И. И. Красновым (1930). Они доказали, что отложение ленточных глин, залегающих на морене, началось немедленно после отступления ледника, еще в период существования Невского приледникового озера, когда котловина Финского залива была занята льдом. Образование ленточных глин продолжалось и после спуска Невского ледникового озера в Лужское, при этом уровень понизился с 50—60 м до 38—40 м (Марков, 1931). Это приледниковое озеро Д. Д. Квасов и И. И. Краснов (1967) предложили называть озером Рамсея. Именно с этим временем связано образование ленточных глин, слагающих озерно-ледниковые террасы.

К. К. Марков (1931) выделял 4 стадии в развитии озерно-ледниковых бассейнов. Две последние стадии  $g_{III}$  и  $g_{IV}$  позднее рассматривались для Приневской низины, как стадии I и II Балтийских ледниковых озер,



разделенных значительным падением уровня, с которым связано представление о существовании моря Иольдия-I (время аллереда). Регрессия озерно-ледникового бассейна  $g_{III}$  по К. К. Маркову (1931; 1955; 1961) зафиксирована прослоем торфа в Горелове, перекрытым водными осадками II-го Балтийского ледникового озера с уровнем 28—29 м. Последующие исследования уточнили представления К. К. Маркова. В. П. Гричук и М. П. Гричук (1950) показали, что ленточные глины района Копино на Гореловской террасе (20—25 м. абс.) синхронны осадкам Охтенской котловины. Образование этих осадков было связано с местными приледниковыми озерами Невским и Невско-Лужским. Осадконакопление происходило, повидимому, во время беллинга. Это подтверждается палинологическими исследованиями в Приневской низменности (В. П. Гричук и М. П. Гричук, 1950) и на Карельском перешейке (Маласова и Спиридонова, 1967).

О. М. Знаменской в 1961 г. в шурфе, заложенном в долине р. Дудергофки (близ ст. Горелово), были вскрыты древние гравийно-галечные русловые отложения с включением древесных остатков, абсолютный возраст которых по  $C_{14} = 12150 \pm 390$  лет (Mo-201) (Серебрянный и Пунинг, 1969). Эти отложения с датировкой впоследствии относились то к аллереду (Марков, 1961), то к беллингу (группа авторов монографии «Последний европейский ледниковый покров», 1965). По мнению О. М. Знаменской эта дата, фиксирующая время накопления аллювия и предшествующий врез, относится к концу беллинга, когда уровень озера Рамсея понизился и Гореловская терраса с абсолютными высотами 30—22 м осушилась. В дальнейшем она подверглась эрозионному расчленению и, повидимому, никогда больше не затоплялась. Эта терраса широко распространена в Приневской низменности.

На более низкой террасе 10—15 м расположены ст. Песочная, Удельнинский парк, Лесотехническая академия; она прослеживается вверх по долине р. Невы, на ней же расположен усть-тосненский торфяник, изученный С. С. Лапиным (1939). Терраса сложена в покое ленточными глинами, а выше, как правило, супесями. Мощность в среднем 9—10 м.

Ленточные глины, залегающие под торфом в основании усть-тосненского торфяника, имеют отметку кровли 12 м абс. Низы гипнового торфа по палинологическим данным относятся к концу аллереда. Развитие торфяника не прерывалось и это еще раз доказывает, что Гореловская терраса с абс. отм. 30—22 м не затоплялась водами II Балтийского ледникового озера, а береговая линия 28—29 м принадлежит к уровням спада озера Рамсея.

Отложения Удельнинской террасы изучались в районе ст. Песочная Р. Н. Джиноридзе и Г. И. Клейменовой (1965), которые показали, что эти осадки относятся ко времени аллереда. Таким образом, только Удельнинская терраса фиксирует уровень II Балтийского ледникового озера с признаками слабого осолонения. В ее осадках еще С. А. Яковлев (1926), а позднее Р. Н. Джиноридзе было отмечено единичное содержание солоноводных и морских диатомей.

II. Поздние и послеледниковые отложения, залегающие на уровне литориновой террасы и ниже ее. Наиболее полные разрезы поздних и послеледниковых отложений изучались нами во впадинах древнего рельефа, где кровля верхней морены имеет абс. отм. 30 м ниже уровня моря (Лахтинская котловина и территория г. Ленинграда) (рис. 1, 2). Здесь озерноледниковые отложения, залегающие на морене представлены грубыми супесями с нечеткой ленточностью, на которых лежат плотные и вязкие ленточные глины коричневого цвета (супеси и ленточные глины коричневого цвета диатомовых не содержат), вверх по разрезу сменяю-

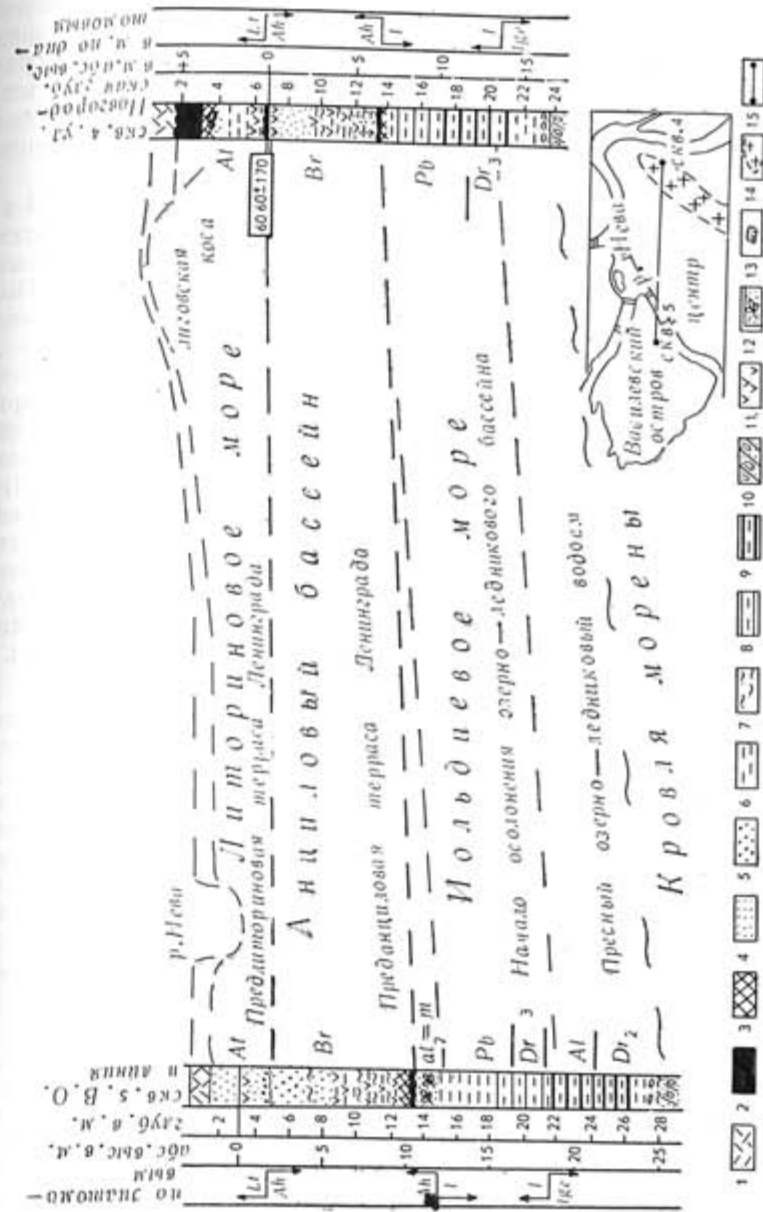


Рис. 1. Профиль-разрез поздних и послеледниковых отложений на территории Ленинграда

1. насыпной слой 2. торф 3. глина 4. песок 5. крупный песок с гравием 6. аллевит 7. ил 8. алевит ленточной текстуры 9. ленточная глина 10. морена 11. малая морена 12. растительные остатки 13. древесина 14. коса 15. профиль

щиеся иольдиевыми алевритами серого цвета с ленточной текстурой. Последние при регрессии Иольдиевого моря постепенно переходят в гитти и торфа, залегающие на глубине 7—10 м ниже уровня моря. Серия позднеледниковых и иольдиевых осадков представляет непрерывный цикл осадконакопления.

В Лахтинской котловине К. В. Желубовская и Т. Е. Ладышкина (1963), а также Т. В. Усикова, Г. И. Клейменова, Р. Н. Джиноридзе (1963), изучавшие всю толщу осадков вплоть до морены, обнаружили, что примесь солоноводных и морских форм наблюдается почти по всему разрезу, причем наиболее полное их развитие — в пребореале. Они полагают, что в течение всего времени накопления этих отложений существовал слабый приток морских вод в район Финского залива.

В изученных нами на территории Ленинграда скважинах № 4 и 5, приводимых в качестве эталонных разрезов, солоноводные и морские формы диатомей *in situ* появляются впервые в отложениях времени конца аллереда и наиболее полно развиваются в пребореальном Иольдиевом море (рис. 1, 3). Таким образом, проникновение морских вод в Финский залив ранее второй половины аллереда трудно допустить. До этого времени в восточной части Финского залива существовали местные приледниковые озера. Отложения пребореального Иольдиевого моря в последнее время изучены для района г. Выборга Е. М. Вишневской и Г. И. Клейменовой. (1970); О. М. Знаменской и Е. А. Черемисиновой в Лужках (район Койвисто) где осадки  $J_2$  залегают до абс. отм. 18 м (рис. 4). В районе Черной речки (к сев-зап. от Зеленогорска) отложения  $J_2$  также лежат выше уровня моря, кровля их 5—6 м абс. В Лахтинской котловине и в Ленинграде кровля этих осадков не превышает современного уровня моря. (Знаменская и др., в печати). Таким образом фактические данные по Ленинграду находятся в противоречии со схемой Хюппе (1963), согласно которой осадки  $J_2$  в Ленинграде должны лежать на абс. отм. 30—40 м ниже уровня моря.

Исследование стратиграфии донных отложений Ладожского озера и донных осадков озер Вуоксинской низины показали, что воды пребореального Иольдиевого моря в Ладожскую котловину не проникали. Ладога с позднего дриаса представляла собой холодное, глубокое и пресное озеро (Малясова и Спиридонова, 1967; Абрамова, Давыдова, Квасов, 1967). Не совсем ясно, как увязать с этими данными факт нахождения в Лужках (к югу Койвисто) осадков  $J_2$  до высоты 18 м абс. Приходится предположить, что водораздел в «Хейниокском проливе» между Ладогой и Финским заливом) занимал более высокое положение, чем то предполагал Айлио (1915), или пролив существовал, но Ладожское озеро было очень сильно опреснено.

В районе Ленинграда торф, фиксирующий регрессию  $J_2$ , лежит, по данным О. М. Знаменской, на 10 м ниже уровня моря. Он указывает на максимум регрессии Иольдиевого моря. На этих торфах залегают отложения Анцилового озера, кровля которых в Ленинграде и в Лахтинском болоте близка к современному уровню моря. Отложения Анцилового озера представлены в Лахтинской котловине алевритовыми илами, а в Ленинграде — ритмичной серией алевритовых илов, чередующихся с прослоями намывного торфа (рис. 1). Осадки датируются пылью и типичной анциловой пресноводной флорой диатомей (рис. 3). Анцилово озеро здесь было мелководным и только в начале своего существования содержало некоторые формы «Grossee».

В 60 км к северу от Ленинграда на Черной речке анциловые отложения лежат выше уровня моря (кровля 8—10 м абс.). Базальный слой

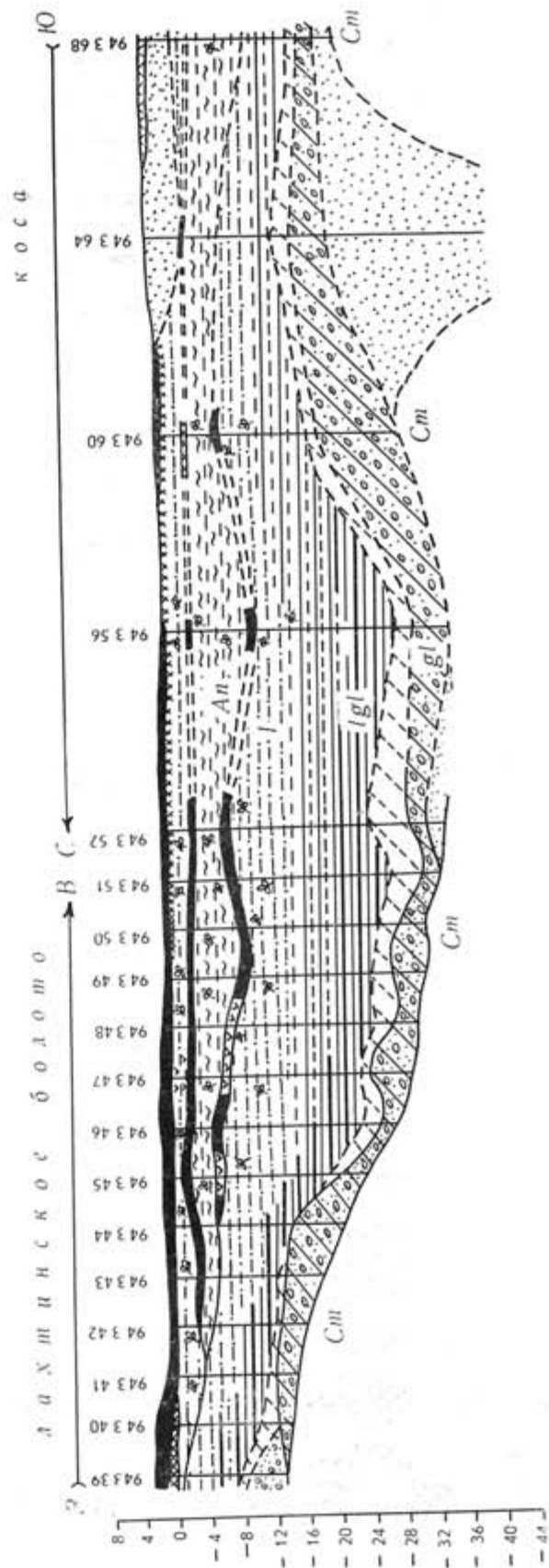


Рис. 2. Геологический профиль через Лахтинское болото. Скважины через 100 и 400 метров

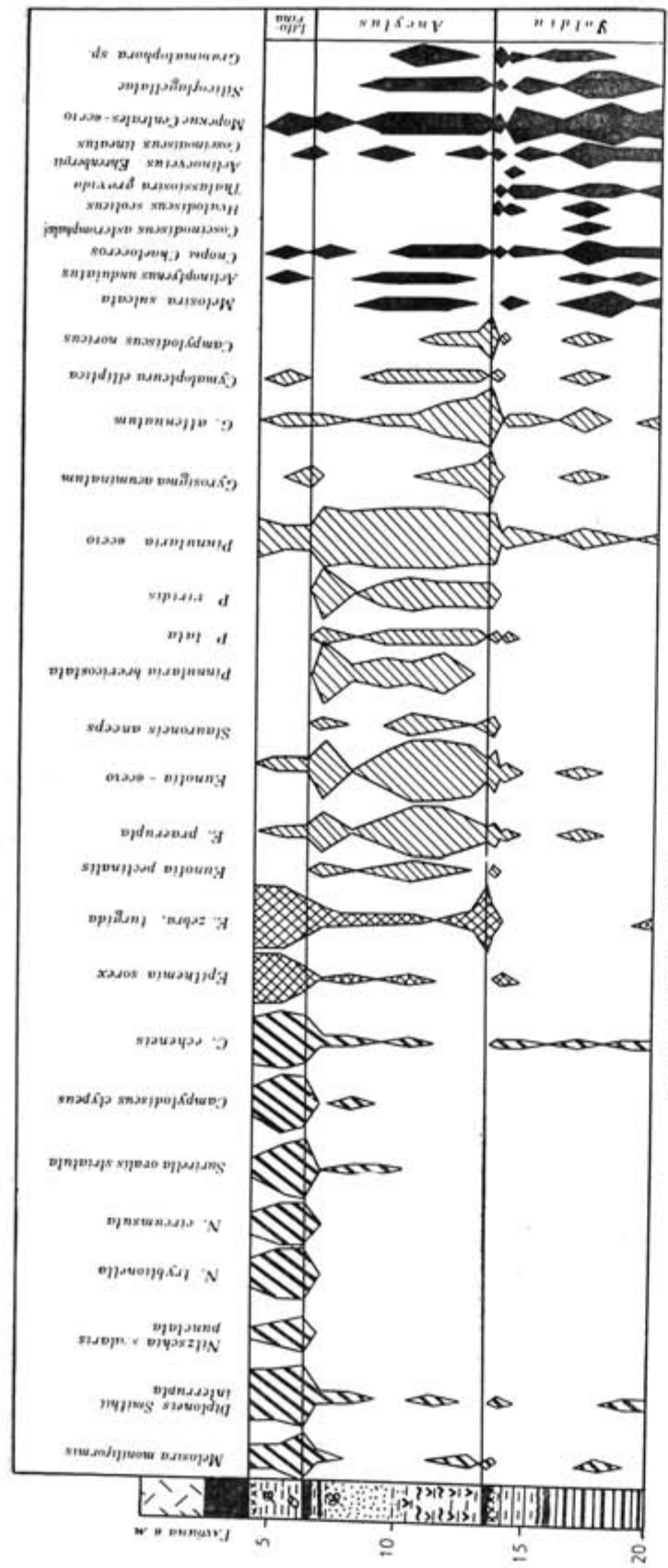


Рис. 3. Диатомовая диаграмма скв. 4 в Ленинграде  
 1. Салтоноватоводные 2. Пресноводно-солонатоводные 3. Пресноводные 4. Морские

представлен галечниками, а выше залегают супеси с растительными остатками.

В Лужках, к югу от г. Приморска, у подошвы берегового вала — пересыпи, на высоте 28 м абс. О. М. Знаменской была пробурена скважина и отобран образец на абсолютный возраст из верхнего слоя погребенного торфа с глубины 20 м абс. Его датировка  $8400 \pm 200$ .

Данные диатомового анализа (рис. 4) показали, что торф разделяет два горизонта анциловых осадков. Ниже торфа песчано-алевритовые осадки с растительными осадками первой половины бореального времени содержат типичную для Анцилового озера диатомовую флору с незначительным содержанием морских форм. Ниже по разрезу отложения более глинисты и содержат солонатовую и морскую форму диатомей, типичную для пребореального Иольдиевого моря. Таким образом здесь аккумуляция осадков Иольдиевого моря и первой фазы Анцилового бассейна шла непрерывно вплоть до регрессии. Выше торфа, трансгрессивные осадки второй половины бореального времени — собственно анциловой фазы — представлены песчаными фациями с прослоями гальки, повидному, прибрежные и аллювиально-дельтовые образования (рис. 4).

Погребенный торфяник, датированный  $8690 \pm 100$  лет, обнаружен примерно на той же высоте в северо-восточном Приладожье (р-н Питкяранта) под береговым валом Анцилового озера (устное сообщение И. Экмана). Близкие данные абсолютного возраста и гипсометрического положения позволяют считать, что в бореальное время существовало соединение Ладожского озера и Финского залива в р-не Хейниок. В вершине Финского залива на территории Ленинграда и Лахтинского болота фиксируется только одна трансгрессивно-регрессивная фаза развития Анцилового бассейна.

Литориновое море в восточной части Финского залива имело более высокий уровень по сравнению с Иольдиевым и Анциловым бассейнами, береговые линии которых погребены под литориновыми отложениями. Береговая линия Литоринового моря четко выражена в рельефе абразионными уступами и береговыми валами. Наивысший уровень в районе Ленинграда достигает 6 м абс. (при снятом насыпном слое), в районе Лахты — 7 м абс. Наблюдаются две литориновые террасы. Первая терраса «Василеостровская», 0—3 м абс., при снятом насыпном слое, представляет собой наиболее измененную поверхность Ленинграда и является зоной затопления наводнениями. Именно эта поверхность литориновой террасы подверглась расчленению рукавами оттока при спаде наводнений, в результате чего образовалось множество протоков и островов, формирующих дельту вреза р. Невы. Под влиянием наводнений происходил постоянный перемыв поверхностных слоев литориновых осадков, представленных на этом уровне преимущественно песками и реже алевритами с линзами намывного торфа (рис. 1, скв. 5).

Вторая, более высокая «Нижнеохтинская» терраса, 4—6 м абс. (при снятом насыпном слое) находится вне зоны наводнений. Рукава оттока дельты р. Невы здесь отсутствуют. Отложения Литоринового моря представлены преимущественно алевритами, вверх по разрезу замещающимися гиттией и автохтонным торфом (рис. 1, скв. 4). Комплекс диатомей богат и содержит типичную диатомовую флору (рис. 3). Торфяники широко распространены на поверхности этой террасы и начали развиваться после регрессии Литоринового моря с середины суббореального времени. В Ленинграде зафиксирована одна фаза литориновой трансгрессии, начало которой имеет датировку  $6060 \pm 70$  лет.



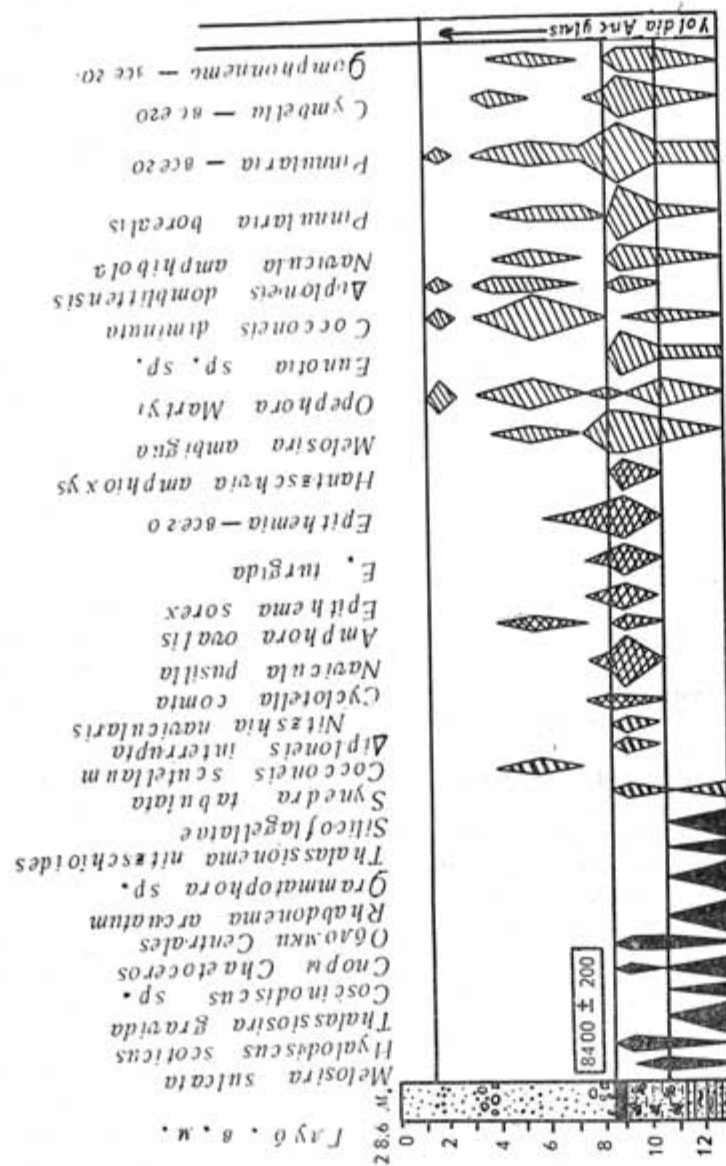


Рис. 4. Геологический разрез и диатомовая диаграмма скважины в Лужках

Береговая линия Литоринового моря на Карельском перешейке занимает более высокое положение. По Черной речке 12—13 м, в районе Лужков — 15 м и в районе г. Выборга — 18 м абс.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АБРАМОВА С. А., ДАВЫДОВА Н. Н., КВАСОВ Д. Д.: 1967. История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. Сб. «История озер северо-запада», Л.
- ВИШНЕВСКАЯ Е. М. и КЛЕЙМЕНОВА Г. Н.: 1970. Палеоботаническая характеристика поздние- и послеледниковых отложений района Выборга. «Baltica», 4, Вильнюс.
- ГРИЧУК В. П. и ГРИЧУК М. П.: 1950. К вопросу о характере приледниковых ландшафтов северо-восточной Прибалтики. «Вопр. географии», 23, М.
- ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н. и КЛЕЙМЕНОВА Г. Н.: 1965. Данные спорово-пыльцевого анализа об отложениях аллередского времени Ленинградской области. «Baltica», 2, Вильнюс.
- ЖЕЛУБОВСКАЯ К. В. и ЛАДЫШКИНА Т. Е.: 1963. К вопросу о послеледниковой истории Балтики по данным диатомовых и палинологических исследований Лахтинской котловины. ДАН СССР, 151, 3.
- ЗНАМЕНСКАЯ О. Х., ФАДДЕЕВА А. П., ЧЕРЕМИСИНОВА Е. А.: (в печати). Голоценовые отложения восточной Прибалтики.
- КВАСОВ Д. Д. и КРАСНОВ И. И.: 1967. Основные вопросы истории приледниковых озер северо-запада. Сб. «История озер северо-запада»
- ЛАПИН С. С.: 1939. Четвертичные отложения района нижнего течения р. Тосны. Ученые зап. ЛГУ, вып. 25.
- МАЛЯСОВА Е. С. и СПИРИДОНОВА Е. А.: 1967. Некоторые вопросы палеогеографии голоцена Карельского перешейка (по результатам спорово-пыльцевого анализа дольных отложений озер). Сб. «История озер северо-запада», Л.
- МАРКОВ К. К.: 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. М—Л.
- МАРКОВ К. К.: 1955. Очерки по географии четвертичного периода. Географгиз, М.
- МАРКОВ К. К.: 1961. Стратиграфия голоцена и позднеледниковья. В кн. Рельеф и стратигр. четверт. отложений-сев. зап. Русской равнины, Изд. АН СССР.
- МАРКОВ К. К. и КРАСНОВ И. И.: 1930. Геохронологическое изучение ленточных глин на северо-западе СССР. Бюлл. ком. по изучению четверт. периода, № 2. Последний европейский ледниковый покров.: 1965. М., «Наука».
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Г., ПУННИНГ Я. М.: 1969. Результаты палинологического и радиометрического исследования погребенного голоценового торфяника в районе Горелово-Койерово под Ленинградом. Сб. Голоцен, М.
- УСИКОВА Т. В., КЛЕЙМЕНОВА Г. Н., ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н.: 1963. Поздние- и послеледниковая история развития района Ленинграда. Балтика, 3.
- ЯКОВЛЕВ С. А.: 1926. Наносы и рельеф города Ленинграда и его окрестностей. ч. 1—II, Л.
- ALLIO I.: 1915. Die geographische Entwicklung des Ladoga Sees in postglazialer Zeit. Fennia, 38, Nr. 3, Helsinki.
- НУУРПАА Е.: 1963. On the late-quaternal history of the Baltic sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels. Ann. Acad. Scient. Fennicae, ser. A III Nr. 90.
- RAMSAY W.: 1928. Eisgestaute Seen und Recession des Inlandeises in Südkarelien und Newatal. Fennia. 50, No 5, Helsinki.

Поступило: 10.12.1972

DEVELOPMENT OF THE WATER BASINS IN THE EASTERN  
PART OF THE GULF OF FINLAND DURING THE LATE-  
AND POSTGLACIAL TIMES

by

O. M. ZNAMENSKAYA and E. A. TCHEREMISINOVA

SUMMARY

Early phases of development of the lateglacial basins were not directly connected with the first and second Baltic Ice Lakes and are characterized by the deposits of local nearglacial Neva and Neva-Luga lakes (Ramsay Lake).

The Baltic Ice Lake is associated probably only with the Alleröd and Upper Dryas deposits, forming the terrace of Udelnoye (11—15 m abs. height).

Penetration of sea water into the Baltic Ice Lake (eastern part of the Gulf of Finland) took place at the end of Alleröd. A rise in salinity in the pre-Boreal is related to the existence of the Yoldia Sea (Y<sub>2</sub>) which level was not higher than at the present time.

Nearby the Luzhki village (north-western part of the Karelian Isthmus, in the vicinity of Primorsk) two phases of the Ancyclus basin separated by a regression (peat, 8400±200 years B. P.) can be specified. The shorelines of second phase reach the abs. altitude of no less than 28 m. In the Leningrad region the Ancyclus shore level lies closely to the present one.

The highest level of the Litorina Sea around Leningrad is of 6 m abs. height. Only the traces of the Litorina transgression, the beginning of which dates back to 6060±170 years, is fixed in this region.

К ПРОБЛЕМЕ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОГО  
БЕЛОМОРСКО-БАЛТИЙСКОГО МОРСКОГО СОЕДИНЕНИЯ

Г. С. БИСКЭ, Г. Ц. ЛАК, И. М. ЭКМАН, Петрозаводск

Вопрос о существовании позднеледникового соединения между Балтийским и Белым морями проверяется и исследуется уже более ста лет. Впервые он был поставлен шведским зоологом С. Ловеном для объяснения распространения холодноводной реликтовой фауны в озерах средней Швеции и Балтики из бассейна Ледовитого океана посредством пролива, проходившего по территории Карелии. В течение всей длительной истории изучения проблемы Беломорско-Балтийского соединения, она постоянно привлекала внимание и использовалась в научных построениях гидробиологов, геологов, ихтиологов, географов и ботаников. Сама проблема и история ее изучения освещены в трудах многих известных исследователей (Апухтин, 1956; Бискэ, 1959; Верещагин, 1925; Земляков, 1936; Земляков и др., 1941; Лаврова, Ладышкина, 1965; Марков, 1933, 1935; Яковлев, 1926, 1934, 1956; Charlesworth, 1957; Gams, 1929; Munthe, 1940; Saugamo, 1958).

Существование Беломорско-Балтийского соединения может быть рассмотрено только в связи с распространением позднеледникового I Иольдиевого моря (Munthe, 1940) с характерным для его осадков солоноводно-морским комплексом диатомовых. И невозможно допустить существование этого соединения в период предбореального II Иольдиевого моря в истории развития Балтики, как на это справедливо указывают ряд исследователей этой проблемы (Лаврова, Ладышкина, 1965; Лаврова, 1969; Марков и др., 1965; Яковлев, 1956).

До сих пор по вопросу существования позднеледникового Балтийско-Беломорского соединения исследователи не пришли к единому мнению. В частности, противники соединения указывают на отсутствие палеонтологически достоверно доказанных морских отложений, единичную встречаемость солоноводно-морских диатомовых, преимущественно в обломочном состоянии, наряду с хорошо развитой пресноводной диатомовой флорой.

Появившийся в последнее время новый фактический материал позволяет с новых позиций и фактов рассмотреть всю проблему в целом.

Поскольку решение этой проблемы связано с исследованиями на территории Карелии, нам представляется возможным рассмотреть ее с точки зрения четырех основных аспектов, геолого-геоморфологического, палеонтологического, тектонического и зоогеографического.

## Геолого-геоморфологические данные

В намеченной рядом исследователей (Апухтин, 1956; Апухтин и др., 1965; Земляков, 1936; Земляков, Покровская, 1941; Лаврова, Ладышкина, 1965; Экман, 1970; Яковлев, 1934, 1956; Нууррә, 1943; Möldeker, 1944; Saugamo, 1958) зоне морского пролива, включающей котловины Ладожского и Онежского озер (рис. 1), широко развиты надморенные песчано-

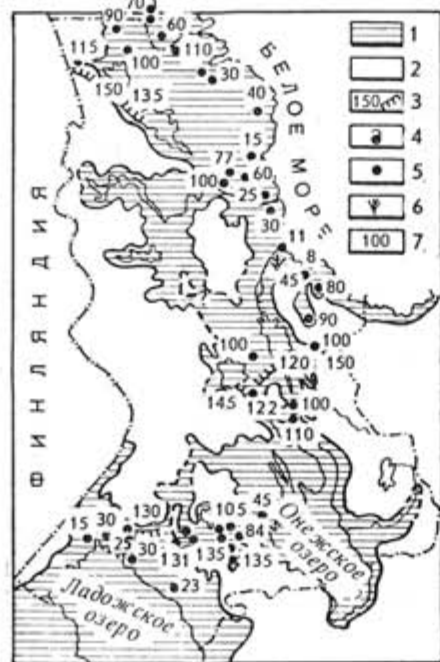


Рис. 1 Карта распространения позднеледникового Иольдневого моря в Карелии. Составлена И. М. Экманом по материалам ряда авторов.

1 — площади распространения солоноватоводного бассейна; 2 — участки суши; 3 — максимальные береговые линии с абсолютными отметками; 4 — разрезы с фауной морских моллюсков; 5 — разрезы с солоноводно-морской диатомовой флорой; 6 — разрезы с остатками морских видов животных; 7 — абсолютная высота мест находок остатков морской фауны и флоры.

глинистые осадки водного происхождения, с ленточной и неленточной текстурой. Распространяясь местами до водоразделов, площади развития таких отложений нередко чередуются с участками абразированной морены и песчано-галечно-валунными скоплениями. Указанные образования имеют значительное распространение на Беломорско-Онежском и Онежско-Ладожском водоразделах. Там же известны и береговые линии — террасы и абразионные уступы, высота которых достигает 125—135 м, а местами и 140—150 м над уровнем моря (Апухтин и др., 1965; Апухтин, Экман, 1967; Бискэ, 1956; Иностранцев, 1871; 1877; Лаврова, Ладышкина, 1965; Экман, 1970; Нууррә, 1943, Saugamo, 1958).

Эти данные позволяют предполагать, что по этой зоне распространялась сплошная водная поверхность от Беломорской котловины до Балтики. В пределах современных водоразделов водоем был мелководным и изобилуял островами.

## Палеонтологические данные

В последнее десятилетие в зоне распространения этого водоема были сделаны многочисленные новые находки разрезов песчано-глинистых осадков, содержащих достаточно представительные комплексы солоноводно-морских диатомовых, преимущественно хорошей сохранности

(Апухтин и др., 1965, 1967; Лаврова, Ладышкина, 1965; Лаврова, 1969; Экман, 1970). В частности, в бассейне среднего течения р. Шуи, в центре Онежско-Ладожского перешейка (рис. 1), среди позднеледниковых отложений широко распространен на абс. высоте 74—135 м морской



Рис. 2. Схема новейших структурных элементов Карелии (по А. Д. Лукашову, 1967—1971).

Наименование структурных зон (показаны на рисунке римскими цифрами):

1 — граница Балтийского щита; 2 — контуры новейших структурных зон; 3-5 — зоны с разной направленностью движений; 6 — устойчивых поднятий; 7 — относительных погружений; 8 — дифференцированных движений; 9 — участки интенсивного проявления гляциоэвостатических поднятий; 10 — контуры блоков, испытывающих поднятие в пределах зон относительных погружений и дифференцированных движений; 11 — зоны долгоживущих глубинных разломов; 12 — отдельные крупные разломы.

12 — Беломорская; 13 — Центрально-Карельская; 14 — Северо-Карельская; 15 — Западно-Карельская; 16 — Восточно-Карельская; 17 — Южно-Карельская.

Наименование зон региональных глубинных разломов (показаны на схеме арабскими цифрами): 1 — Беломорская; 2 — Карельская; 3 — Ладожско-Крестцовская; 4 — Южно-Карельская (Онежская);



Рис. 3. Карта распространения реликтовой морской фауны в озерах Карелии. Составлена И. М. Экманом по данным ряда авторов.

1 — ракообразные; 2 — рыбы (четырёхрогий бычок); 3 — границы ареала распространения реликтовых животных.

слой, расчленяющий две пресноводные толщи (Экман, 1970). Здесь характерно закономерное изменение состава диатомовых по разрезу. Морские осадки, в отличие от озерно-ледниковых, включают экологически смешанную диатомовую флору (17—62 вида в образце), в состав которой входит значительное количество представителей солоноводно-морской группы (в среднем 20—55%). Спорово-пыльцевые спектры этих разрезов в целом отражают холодные климатические условия конца арктического и субарктического периодов позднеледниковья.



В составе диатомовой флоры отмечаются *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Actinopterychus undulatus* (Bail.) Ralfs., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., *Cocconeis scutellum* Ehr., *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl., *D. Smithii* (Breb.) Cl., *Nitzschia navicularis* (Breb.) Grun., *Campylodiscus clypeus* Ehr., *C. echeneis* Ehr. и др. Многие из этих видов встречаются как в позднеледниковых осадках Прибеломорья, так и в межледниковых слоях Севера и Северо-Запада Европейской части СССР (Вострухина, Ладышкина, 1964; Лаврова, Ладышкина, 1965).

В ряде случаев такое сходство диатомовой флоры затрудняет интерпретацию возраста и корреляцию разрезов. Так, морская диатомовая флора, обнаруженная в глинистых осадках на р. Видлица, по своим экологическим особенностям соответствует морским диатомовым флорам межледниковых отложений Мги, Петрозаводска, и Повенца, что вызывает у некоторых исследователей сомнения в существовании здесь позднеледникового морского прилива (Бискэ, Лак, 1956; 1959; Лак, 1974).

Проведенное в последние годы изучение диатомовой флоры из донных осадков Ладожского озера (Абрамова и др., 1967; Давыдова, 1970) выявило только пресноводные комплексы, что свидетельствует о пресноводном характере вод бассейна в период отложения проанализированных осадков (в осадках верхнего дриаса и в более молодых слоях). А на Карельском перешейке, в донных осадках оз. Красное, отнесенных на основании палинологических датировок к аллереду и верхнему дриасу, преобладает пресноводная диатомовая флора, наряду с которой встречаются экологически несовместимые с первой и немногочисленные солоноводно-морские диатомовые (Вишневская, Давыдова, 1967).

Следует отметить, что имеются также расхождения в трактовке развития крупных водоемов по данным исследования их осадков на дне и по побережьям. В частности, результаты палеонтологического изучения донных осадков Белого моря и сделанные на основании их палеогеографические выводы (Джиноридзе, 1971; Медведев и др., 1970) не согласуются с новейшими материалами исследований Поморского и Карельского побережий этого водоема (Арманд, Самсонова, 1969; Девятова, Лийва, 1971). Так, в Юго-Западном и Северо-Западном Прибеломорье не позднее аллереда уже существовал солоноватоводный бассейн. Однако, по данным авторов (Джиноридзе, 1971; Медведев и др., 1970), изучавших донные осадки Беломорья, распространение такого водоема здесь отрицается, как и в целом возможность существования позднеледникового пролива между Белым и Балтийским морями.

Некоторые исследователи считают существование позднеледникового Беломорско-Балтийского пролива возможным, но не доказанным из-за отсутствия достаточно полных исследований на водораздельных участках (Марков и др., 1965). К. К. Марков указывает, что «...если такого пролива и не образовывалось, водное сообщение было почти сплошным, что обеспечивало пассивную или активную миграцию солоноводных диатомовых и других организмов». По мнению этого исследователя, вопрос о морском соединении заслуживает дальнейшего изучения.

#### Неотектонические данные

Проведенное изучение проявления новейших движений и структур (рис. 2) подтверждает возможность существования соединения между Белым и Балтийским морями (рис. 1). При сопоставлении указанных карт прежде всего обращает внимание, что контуры 1 Иольдиевого моря

довольно точно совпадают с границами области дифференцированных новейших движений. Особенности движений отдельных блоков (их разнонаправленность) внутри области предопределили основные соотношения между сушей (островами) и водой в пределах общей площади бассейна.

Но поскольку площади распространения межледниковых морских трансгрессий также совпадают с зонами преобладающих опусканий и дифференцированных движений, то тектонические данные, свидетельствующие о возможности существования бассейна, ничего не дают при решении вопроса о его возрасте.

#### Зоогеографические данные

Интересные выводы дает в этом отношении анализ размещения карельских озер с реликтовой морской фауной (Верещагин, 1925; Гордеев, 1959; Кудерский, 1955; Кудерский, Смирнов, 1968; Правдин, 1966). Как видно на рис. 3, реликтовые ракообразные известны примерно в 80 озерах, а из рыб — четырехрогий бычок — в 5 водоемах (Ладожском и Онежском озерах, оз. Остер, Сегозере и оз. Среднее Куйто). Все эти озера, без исключения, расположены в области распространения позднеледникового Иольдиевого моря, границы которого намечены рядом исследователей по геолого-палеонтологическим, геоморфологическим и тектоническим данным (рис. 1).

Расселение реликтовой фауны в озерах Карелии наиболее легко и убедительно объясняется с помощью существования позднеледникового солоноводного бассейна.

По гидробиологическим материалам (Ярвекюльг, 1962, 1970), без допущения существования пролива между Белым и Балтийским морями нельзя достаточно обоснованно объяснить иммиграцию некоторых представителей арктической фауны в Балтику. В частности, предположение о распространении многих видов ледово-морских реликтов в Балтийское море по Норвежскому и Северному морям не выдерживает критики в связи с их отсутствием в опресненных морских водах фиордов побережья Норвегии, которые по своим природным условиям являлись бы весьма благоприятными рефугиумами для этой фауны.

Для сходных научных построений, связанных с установлением происхождения и расселения рыб, идея морского соединения использовалась и находила подтверждение во многих работах известных ихтиологов (Богоров, 1950; Гурьянова, 1970; Зенкевич, 1955; Новиков, 1951; Правдин, 1966).

Таким образом, приведенные данные показывают, что несмотря на значительное количество фактов, свидетельствующих в пользу существования позднеледникового Беломорско-Балтийского морского соединения, в настоящее время этот вопрос еще не решается всеми исследователями однозначно, и поэтому для его окончательного решения необходимо:

- 1) Изучение диатомовой флоры из всей толщи донных осадков до подстилающей морены в различных частях акваторий Ладожского и Онежского озер;
- 2) проведение инструментальной привязки береговых линий позднеледниковых бассейнов с комплексным изучением осадков;
- 3) проведение морфоструктурного анализа водоразделов на территории между Белым и Балтийским морями с учетом неотектонических движений.

ЛИТЕРАТУРА

- АБРАМОВА С. А., ДАВЫДОВА Н. Н., КВАСОВ Д. Д.: 1967. История Ладожского озера по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. Сб. История озер Северо-Запада. Л.
- АПУХТИН Н. И.: 1956. Новые данные о распространении морских трансгрессий в поздне- и послеледниковое время в Северной Карелии. Матер. по четверт. геолог. и геоморфол. СССР. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. I. Госгеолтехиздат, М.
- АПУХТИН Н. И., ЭКМАН И. М., ЯКОВЛЕВА С. В.: 1965. Новые доказательства существования позднеледникового Беломорско-Балтийского морского пролива на Онежско-Ладожском перешейке. Балтика, т. 2. Вильнюс.
- АПУХТИН Н. И., ЭКМАН И. М.: 1967. Стратиграфия. Мурманская область, Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской областей. В кн. Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. «Недра», Л.
- АРМАНД А. Д., Самсонова Л. Я.: 1969. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалякши. В сб. Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. «Наука», Л.
- БИСКЭ Г. С.: 1959. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск.
- БИСКЭ Г. С., ЛАК Г. Ц.: 1956. Позднеледниковые морские отложения в Карело-Финской ССР. Тр. Карело-Финск. фил. АН СССР, вып. III. Петрозаводск.
- БИСКЭ Г. С., ЛАК Г. Ц.: 1959. Межледниковые отложения Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XI (Матер. по геол. Карелии). Петрозаводск.
- БОГОРОВ В. Г.: 1950. Жизнь моря. «Молодая гвардия», М.
- ВЕРЕЩАГИН Г. Ю.: 1925. К вопросу об элементах морской фауны и флоры в пресных водах Европейской России. Тр. I Всеросс. съезда гидрологов. Л.
- ВИШНЕВСКАЯ Е. М., ДАВЫДОВА Н. Н.: 1967. История озера Красного (Карельский перешеек) по данным диатомового анализа. Сб. История озер Северо-Запада. Л.
- ВОСТРУХИНА Т. М., ЛАДЫШКИНА Т. Е.: 1964. Новые данные по изучению четвертичных отложений Кемского района Карелии. Докл. АН СССР, 155, № 3.
- ГОРДЕЕВ О. Н.: 1959. Распространение реликтовых ракообразных в озерах Карелии. Уч. записки Карельск. пед. ин-та, т. 2. Петрозаводск.
- ГУРЬЯНОВА Е. Ф.: 1970. Особенности фауны Северного Ледовитого океана и их значение для понимания истории ее формирования. Сб. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Гидрометеониздат, Л.
- ДАВЫДОВА Н. Н.: 1970. Применение диатомового анализа для изучения истории озер Северо-Запада СССР. Сб. История озер. Тр. Всесоюз. симпозиума по основным проблемам пресноводн. озер, т. 2. Вильнюс.
- ДЕВЯТОВА Э. И.: 1970. Палеогеография голоцена района археологических памятников Юго-Западного Прибеломорья. В сб. Периодизация и хронология плейстоцена. Л.
- ДЕВЯТОВА Э. И., ЛИИВА А. А.: 1971. К поздне- и послеледниковой истории Белого моря. Природа, береговые образования и история развития внутр. водоемов и морей Восточной Прибалтики и Карелии. Матер. к научн. семинару. Петрозаводск.
- ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н.: 1971. Диатомовые водоросли из донных осадков Белого моря в связи с его историей в голоцене. Автореф. канд. дисс. Л.
- ЗЕМЛЯКОВ Б. Ф.: 1936. Четвертичная геология Карелии. Изд-во Карельск. научноисслед. ин-та, Петрозаводск.
- ЗЕМЛЯКОВ Б. Ф., ПОКРОВСКАЯ И. М., ШЕШУКОВА В. С.: 1941. Новые данные о позднеледниковом морском Беломорско-Балтийском соединении. Тр. Сев. секции Международин. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. 5.
- ЗЕНКЕВИЧ Л. А.: 1955. Моря СССР, их фауна и флора. Учпедгиз, М.
- ИНОСТРАНЦЕВ А. А.: 1871. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. Тр. СПб. об-ва естествоисп., т. II.

- ИНОСТРАНЦЕВ А. А.: 1877. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии. Матер. для геологии России, т. УП. СПб.
- КУДЕРСКИЙ Л. А.: 1955. Нахождение *Mysis osculata* var. *relicta* Loven в одном из озер Онежско-Ладожского перешейка. Тр. Кар.-Финск. ф-ла АН СССР, вып. 3.
- КУДЕРСКИЙ Л. А., ЛОТАРЕВ В. А.: 1964. Нахождение онежской рогатки *Muohoserphalus quadricornis onegensis* Berg. et Forscv в небольшом озере Онего-Сегозерского перешейка. Рыбное хозяйство Карелии, вып. 8. Петрозаводск.
- КУДЕРСКИЙ Л. А., СМИРНОВ А. Ф.: 1968. О нахождении реликтовой рогатки в озерах Куйто. Тр. Карельск. отд. ГосНИОРХ, 4, вып. 3. Петрозаводск.
- ЛАВРОВА М. А., ЛАДЫШКИНА Т. Е.: 1965. К вопросу о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении. Baltica, т. 2. Вильнюс.
- ЛАВРОВА М. А.: 1969. Позднеледниковая история Белого моря. В кн. Позднеледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. «Наука», М.
- ЛАК Г. Ц.: 1974. Морские «ленточные» глины на северо-восточном побережье Ладожского озера. Докл. АН СССР, 179 т. 1.
- ЛУКАШОВ А. Д.: 1971. Основные черты неотектоники Карелии. Автореф. канд. дисс. М.
- МАРКОВ К. К.: 1933. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Беломорско-Балтийского пролива. Изв. ГГО, 15, вып. 4.
- МАРКОВ К. К.: 1935. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Беломорско-Балтийского пролива (статья 2-ая). Изв. ГГО, 17, вып. 1.
- МАРКОВ К. К., ЛАЗУКОВ Г. И., Николаев В. А.: 1965. Четвертичный период (Ледниковый период — Антропогенный период), т. I. Изд-во МГУ.
- МЕДВЕДЕВ В. С., НЕВЕССКИЙ Е. Н., ГОВБЕРГ Л. И., МАЛЯСОВА Е. С., ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., КИРИЕНКО Е. А.: 1970. О строении и стратиграфическом расчленении донных отложений Белого моря. В сб.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Гидрометеониздат, Л.
- НОВИКОВ П. Н.: 1951. О нахождении сигов балтийскоморского происхождения в западной части бассейна Белого моря. Изв. Карело-Финск. фил. АН СССР, № 1. Петрозаводск.
- НОВОСЕЛЬЦЕВ Г. Е.: 1966. К вопросу о распространении реликтовых ракообразных в озерах Карелии. Тез. докл. на VI сессии учен. совета по проблеме «Биолог. ресурсы Белого моря и внутр. водоемов Карелии». Петрозаводск.
- ПРАВДИН И. Ф.: 1966. Есть ли в водоемах Европейского Севера сиг муксуи? Тр. Карельск. отд. ГосНИОРХ, т. 4, вып. 1. Петрозаводск.
- ЭКМАН И. М.: 1970. О существовании позднеледникового Балтийско-Беломорского морского соединения по данным новых исследований на Онежско-Ладожском водоразделе. В сб. История озер. Тр. Всесоюз. симпозиума по основным проблемам пресноводных озер, т. 2. Вильнюс.
- ЯКОВЛЕВ С. А.: 1926. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изв. научн.-мелиорат. ин-та №№ 8—13.
- ЯКОВЛЕВ С. А.: 1934. К вопросу об иольдиевом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Изв. ГГО, 26, вып. 2.
- ЯКОВЛЕВ С. А.: 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 17. Госгеолтехиздат.
- ЯРВЕКЮЛЬГ А. А.: 1962. К вопросу об арктической фауне и истории ее в Балтийском море. Океанология, II, вып. 2.
- ЯРВЕКЮЛЬГ А. А.: 1970. Распределение, рефугиумы и обоснование популяции бентических гляциальных реликтов в восточной части Балтийского моря. Рыбхозяйств. исследов. в басс. Балтийского моря, ст. 7. Рига.
- CHARLESWORTH J. K.: 1957. The Quaternary Era, with special referens to its glaciation, v. II. London.
- GAMS H.: 1929. Die Geschichte der Ostsee. Intern. Rev. Hydrobiol. und Hydrogr., 24.
- ПУУРПА Е.: 1943. Itämeren historia uusimpien Itä-Karjalassa suoritetujen tutkimusten valossa. Terra, N 3—4.

- LOVEN S.: 1861. Om några i Vettern och Venern fauna crustaceer. Ofvers öf Kōngl. Vet. Acad. Förh., N 6.
- MOLDER K.: 1944. Das Karelische Eismeer im Lichte der fossilen Diatomeenfunde. Bull. comm. géol. de Finlande, N 132.
- MUNTHE H.: 1940. Om nordens främst Baltikums seakvartära utveckling och stenaldersbebyggelse. Kungl. Svenska Vetenskapsakad. handlingar, 3 ser., Bd. 18, N 1.
- SAURAMO M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A III, N 51.

Поступило: 5.II.1972

## ON THE PROBLEM OF THE LATE-GLACIAL WHITE-BALTIC SEA CONNECTION

by

G. S. BISKE, G. G. LAK, I. M. EKMAN

### SUMMARY

The article deals with the modern state of problems of the Late-Glacial connection between the White and Baltic Seas in the territory of Soviet Karelia, and generalizes the materials testifying both against and in favour of the existence of this strait in the zone including the Onega and the Ladoga lakes (fig. 1).

The question of the connection is considered in four aspects: the geologic-geomorphological, paleontologic, neotectonic and zoogeographical aspects.

The analysis shows that in spite of the considerable number of facts testifying in favour of the existence of the Lake-Glacial White-Baltic Sea connection, this problem has not yet been solved by all investigators identically.

At the end of the article ways to promote further study of this problem are pointed out with the purpose of finally solving it.

## СУБАКВАЛЬНЫЕ ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ДРЕВНЕБЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ (ЗОНЫ ПАЛЕОГОЛОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ)

Л. С. ЛУКОШЯВИЧЮС, В. К. ГУДЕЛИС, Вильнюс

Береговая зона моря характеризуется особыми формами рельефа и накоплением своеобразных толщ рыхлых отложений. Береговые образования подразделяются на современные и древние. Последние встречаются как на побережье (супрааквальные), так и на дне моря (субаквальные). Под побережьем здесь понимается полоса суши, сохранившая формы рельефа, созданные прежними водоемами того же моря при более высоком его уровне. В настоящей статье основное внимание уделяется субаквальным древнебереговым образованиям, как весьма важным в изучении геологического и палеогеографического развития Балтийского моря. Под зоной древнебереговых образований понимается полоса совокупности геоморфологических и литолого-фациальных признаков, характерных для прибрежной и береговой зон моря, поскольку точное определение уровня водоема во время той или другой стадий его развития только по субаквальным исследованиям весьма затруднительно. Контроль предполагаемого возраста отдельных уровней древних береговых образований проводится путем экстраполяции и интерполяции с ранее установленными древнебереговыми линиями и палинологическими, диатомовыми, а также микрофаунистическими данными по изучению опорных колонок соответствующих отложений.

На побережье исследуемого сектора моря, т. е. на побережье ЮЗ Латвии, Литвы и Калининградской области РСФСР, можно выделить два участка древнебереговых образований. На южном участке, от границы с ПНР до г. Клайпеда на современном побережье древнебереговые образования на суше не обнаружены. На участке между г. Клайпеда — г. Лиепая распространены древнебереговые образования Литоринового моря, Анцилового и Балтийского ледникового озер. Эти образования довольно подробно изучены (Gudelis, 1955; Гринбергс, 1957; Кабайлене, 1967), однако об их продолжении на дне моря до последнего времени немного было известно (Бойнагрян, 1968; Лукошявичюс, 1972; Блажчишин и др., 1970; Гуделис и др., 1975).

Непосредственное изучение субаквальных древнебереговых образований показало, что на современной поверхности дна прибрежной подводной аккумулятивно-абразионной террасированной равнины и на ее склоне морфологически и литологически можно выделить палеоголоце-



новые древнебереговые зоны, связанные со стадиями Балтийского ледникового озера и Иольдиевого моря.

Определение положения зон субаквальных древнебереговых образований Балтийского ледникового озера на дне ЮВ Балтики весьма затруднительно. По экстраполяции с супрааквальными древнебереговыми образованиями на побережье СЗ Литвы и ЮЗ Латвии фрагменты древнебереговых образований БЛО должны находиться где-то на глубинах

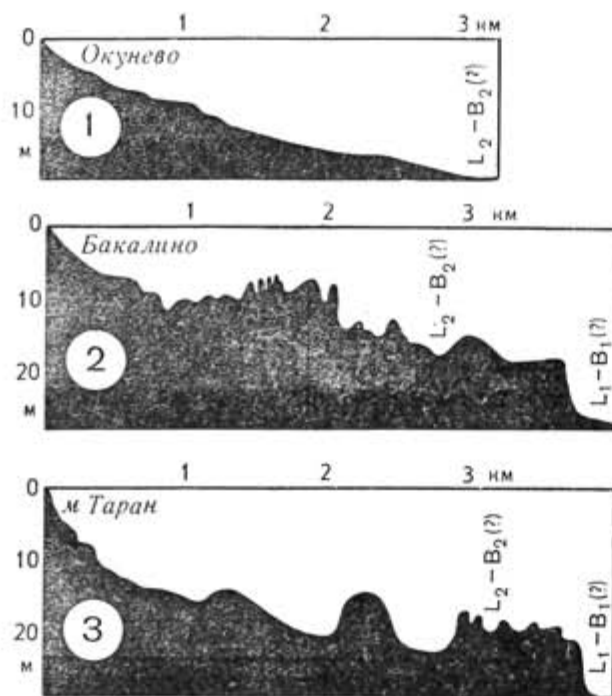


Рис. 1. Профили рельефа дна подводного берегового склона

30—25 ( $B_1$ ) и 20—18 м ( $B_2$ ) в пределах прибрежной подводной равнины Самбийского п-ва, 18—14 м на подводном береговом склоне косы Куршю Нярия и 2—0 м в районе дистального конца этой косы и у г. Клайпеда. Промерные данные показали, что у м. Таран (рис. 1, профиль 3) прослеживается крутой древнебереговой клиф высотой в 10—12 м, подножье которого расположено на глубине 30—28 м. Выше по склону у Вислинской косы и Самбийского п-ова (рис. 1, проф. 1—3) также имеется сравнительно крутой древнебереговой уступ, переходящий в бенчообразную террасу шириной в 2—2,5 км. Фрагменты древнебереговых образований обнаружены и у косы Куршю Нярия на глубинах 18—15 м.

Датирование указанных фрагментов древнебереговых образований весьма затруднительно, поскольку они находятся в зоне неоднократного трансгрессивно-регрессивного перемещения зоны активного волнового воздействия во время после-пребореального развития водоема и пока на них не удалось обнаружить соответствующих отложений прибрежных фаций, датированных субарктическим временем. Иными словами, клифы и террасы представлены либо выходами третичных глауконитовых формаций или морен, либо прикрыты анциловыми ( $A_1$ ) и литориновыми

( $L_1+L_2$ ) отложениями прибрежных фаций. Вряд ли можно считать, что за столь короткое время ( $L_1+L_2 \approx 1500-2000$  лет) в плотных моренных и третичных образованиях могли быть выработаны клифы высотой в 10—15 м и террасы шириной в 2—3 км. По-видимому, эти древнебереговые образования являются сложными, полигенетическими и формировались при неоднократном поздне- и послеледниковом трансгрессивно-регрессивном передвижении береговой линии. Начало образования этих древнебереговых форм наступило еще во время трансгрессии Балтийского ледникового озера. Это предположение требует дополнительных и тщательных промерно-грунтовых исследований. Если же наши предположения относительно времени начала образования указанных древнебереговых форм во время трансгрессии Балтийского ледникового озера соответствуют действительности, то береговые линии субаквальных образований  $B_1$  (?) и  $B_2$  (?) соответствуют погружению (наклону) супрааквальных линий  $BGI$  и  $BGII$ , установленных в районе г. г. Клайпеда-Швянтуйи В. К. Гуделисом (1955) и линий  $BgI$ , установленных Э. Ф. Грибергом (1957) на побережье ЮЗ Латвии. Следует также подчеркнуть, что прибрежные участки дна Самбийского п-ова и средней части косы Куршю Нярия находятся в пределах локальных тектонических разломов (Григалис и др., 1970). Проявившиеся здесь тектонические движения в позднеледниковое время могли в какой-то мере нарушить линейность простирающихся древнебереговых линий  $B_1$  и  $B_2$ . Как указывается В. К. Гуделисом (Gudelis, 1955) при рассмотрении супрааквальных древнебереговых образований, анализ спектра древнебереговых линий показал, что тектоническая деформация (поднятие) береговых линий  $BGII$  ( $B_2$ ) и  $BGI$  ( $B_1$ ) происходила в конце палеоглоцена и ее амплитуда достигла 8—10 м относительно литориновой береговой линии. Относительно литориновой изобазовой поверхности оба древнебереговые образования Балтийского ледникового озера сильно наклонены на юг. Разные градиенты уклона этих древнебереговых линий указывают на различную скорость поднятия земной поверхности как во времени, так и в пространстве.

Вдоль южного склона Гданьской впадины хорошо заметен (рис. 2, проф. 2) крутой уступ, верхний край которого расположен на глубинах примерно 50—45 м, а подножье — 65—70 м. Как указывают польские исследователи (Bączuk, 1967; Rosa, 1970), этот же обрыв на западе скрыт под осадками Хельской косы. Этот клиф, по их мнению, относится к ранней фазе Иольдиевого моря.

Нам кажется, что развитие столь мощного (отн. высота 20 м и более) клифа за сравнительно короткий, с геологической точки зрения, промежуток времени вряд ли был возможным. Скорее всего, упомянутый клиф возник еще в начале позднеледниковья в результате эрозии талых ледниковых вод, стекавших вдоль края ледника. Позднее клиф развивался под воздействием волновой деятельности как Балтийского ледникового озера (по крайней мере в начальной его фазе), так и Иольдиевого моря. Таким образом, рассматриваемый клиф не является только клифом Иольдиевого моря, а является сложным береговым образованием.

На склоне Клайпедской банки (на глубинах примерно 63—60 м) выделяется террасообразная поверхность шириной в 1—2 км (Блажчишин и др., 1970), выработанная в моренном субстрате склона банки. Терраса прикрыта тонким (не более 10—15 см) переотложенным слоем осадков и пока еще неопределенного возраста. Терраса примерно на том же уровне (50—55 м) обнаружена и к северу от м. Акмянарагс. На Южноготландском подводном плато, а точнее на ЮВ его склоне в р-не банки Хобург (60—65 м) также обнаружена локальная слабовыраженная

террасовидная поверхность (рис. 2, проф. 3). шириною в несколько сот метров. Примерно на тех же глубинах (около 60 м) удалось проследить подводную террасу и на восточном склоне банки Южная-Средняя (Блажчишин и др., 1970).



Рис. 2. Глубинные профили рельефа дна и схема их расположения. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 185  
1 — рыхлые отложения, 2 — коренное ложе

Почти полное отсутствие послеледниковых осадочного покрова на выше указанных террасах затрудняет палинологическое их датирование. Однако следует указать, что на глубинах менее 70 м на Ю и менее 60—50 м на С данного сектора моря пребореальные отложения Иольдиевого моря не обнаружены. Для примера рассмотрим две колонки, взятые на СЗ и С от Самбийского п-ова (рис. 3, ст. 83 и 1625).

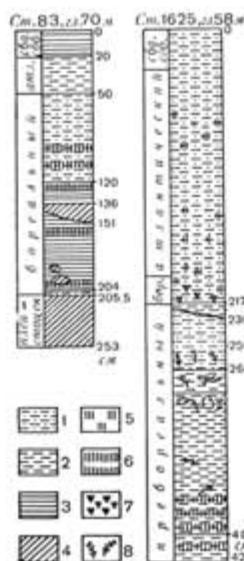


Рис. 3. Колонки отложений периферийной (восточной) части Гданьской впадины

1 — крупный алеврит, 2 — ил мелкоалевритовый, 3 — ил пелитовый, 4 — глина, 5 — пятна гидротрохилита («марморозидная» текстура), 6 — прослойки гидротрохилита (полосчатая текстура), 7 — торф, 8 — растительные остатки. Возраст определен О. Кондратене (Блажчишин и др., 1970) и Г. И. Хомутовой (Блажчишин и др., 1975)

По колонке ст. 83 (глубина моря 70 м) под бореальными алеврито-во-пелитовыми илами с линзами (отторженцами?) ленточнообразных глин залегает тонкий (до 1 см) прослойк коричневой глины и базальный прослойк (0,5 см) крупного алеврита (горизонт размыва), который отделяет бореальные отложения от плейстоценовой коричневой глины. Отложения добореального (иольдиевого) времени на этой глубине (72 м, считая длину колонки) иже не обнаружены (Блажчишин и др., 1970).

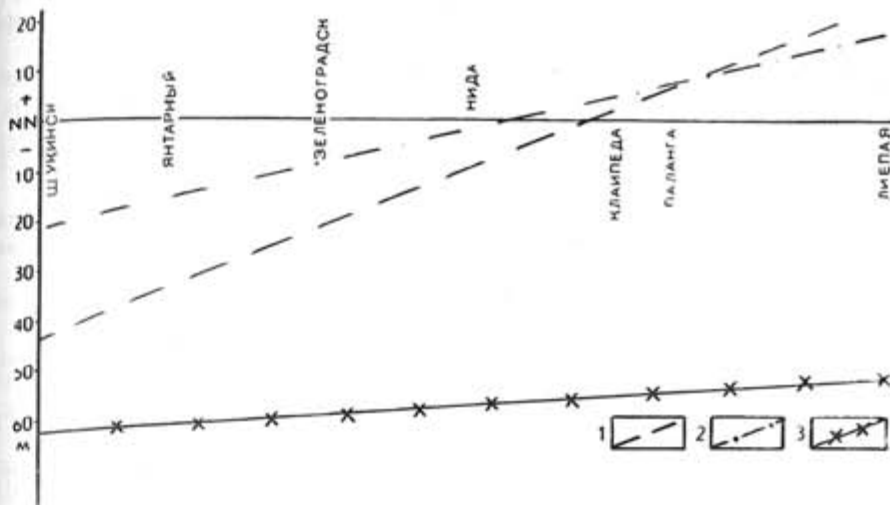


Рис. 4. Диаграмма палеоголоценовых древнебереговых линий Балтийского ледникового озера:

1 — В<sub>1</sub>, 2 — В<sub>2</sub>; Иольдиевого моря: 3 — У

По колонке ст. 1625 (глубина моря 58 м) почти под 2,5 м слоем бореальных, атлантических, послееатлантических отложений залегает слой пребореальных отложений. Пребореальная толща представлена здесь лагунными и береговыми (эоловыми?) фациями. Судя по литологии колонки (рис. 3), в конце пребореала и начале бореала (У+А) здесь (глубина 60 м, считая длину колонки) существовала лагуна. Возможно, она спустя определенное время была изолирована от открытого моря. Так или иначе, где-то на глубине около 60—70 м здесь расположена полоса древнебереговых образований Иольдиевого моря, тем более, что пребореальные отложения морских фаций выше по склону не были пока обнаружены. Возможно, что дальнейшие геоморфологические и в частности литологические исследования внесут коррективы в проведение границ этой древнебереговой полосы. По имеющимся данным, зона древнебереговых образований Иольдиевого моря расположена на южном участке сектора на глубине 70—60 м и 55—50 м на С (рис. 4).

#### ЛИТЕРАТУРА

БЛАЖЧИШИН А. И., ЛИТВИН В. М., ЛИКОШЯВИЧЮС Л. С., РУДЕНКО М. В. 1970. Новые данные по рельефу дна и строению осадочной толщи центральной части Балтийского моря. Baltica, т. IV, Вильнюс.

- БЛАЖИШИН А. И., ДАВЫДОВА Н. И., КВАСОВ Д. Д., ХОМУТОВА Н. И.: 1975. Спорово-пыльцевой и диатомовый анализ 4 колонок донных отложений Южной и Центральной Балтики. Baltica, т. V, Вильнюс.
- БОЙНАГРЯН В. Р.: 1968. Особенности литологии поверхностных осадков берегового склона юго-восточной части Балтийского моря. Океанология, VIII, вып. 6.
- ГРИНБЕРГС Э. Ф.: 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Изд. АН Латв. ССР, Рига.
- ГРИГЯЛИС А. А., ЛАПИНСКАС П. П., САКАЛАУСКАС К. А., СУВЕЙЗДИС П. И., ТАМОШЮНАС Л. М., ТРИПОНИС А. И.: 1970. Геологическое строение и нефтегазоносность Прибалтики. Изд. «Недра», Москва.
- ГУДЕЛИС В., ЛУКОШЯВИЧЮС Л., КЛЕЙМЕНОВА Г., ВИШНЕВСКАЯ Е.: 1975. Древнебереговые образования на дне ЮВ части Балтийского моря. Baltica, т. V, Вильнюс.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В.: 1967. Развитие косы Куршю-нярия и залива Куршю-марес. Тр. Инст. Геологии Лит. ССР, вып. 5, Вильнюс.
- ЛУКОШЯВИЧЮС Л.: 1972. Геология субаквальных поздне- и послеледниковых отложений и геоморфология дна ЮВ Балтики. Автореферат канд. диссертации, Вильнюс.
- BAĆZYK J.: 1967. Die geomorfologische Entwicklung der Bucht von Gdańsk im Holozän. Baltica, III, Vilnius.
- GUDELIS V.: 1955. Lietuvos TSR Baltijos pajūrio geologinės raidos vėlyvajame glaciale ir postglaciale (holocene) pagrindiniai etapai. VVU Mokslo darbai, VII, Vilnius.
- LUKOSEVICIUS L.: 1974. Pietryčių Baltijos raidos vėlyvajame ledynmetyje ir poledynmetyje pagrindiniai bruožai. Geografinis metraštis, XIV, Vilnius.
- ROSA B.: 1963. O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Studia Soc. Sc. Toruniensis, Toruń.
- ROSA B.: 1970. Einige Probleme der Geomorphologie, Paläogeographie und Neotektonik des südbaltischen Küstenraumes. Baltica, IV, Vilnius.

Поступило: 6.9.1973

## THE SUBAQUEOUS LATE- AND POST-GLACIAL SHORELINES IN THE SOUTH-EASTERN AREA OF THE BALTIC SEA (THE PALEOHOLOCENE SHORELINES)

by

L. LUKOSEVICIUS & V. GUDELIS

### SUMMARY

The subject of this article is a study of the subaqueous Paleoholocene shoreline in the south-eastern area of the Baltic Sea. The subaqueous shorelines are characterized by the morphological and lithological peculiarities. The age of the subaqueous shorelines was defined by means of morphometrical interpollation and palinological data. In the south-eastern area of the Baltic Sea 2 subaqueous shorelines of Paleoholocene age: the Baltic Sea Lake (B<sub>1</sub> and B<sub>2</sub>) and the Yoldia sea (Y) are distinguished.

The bottom topography profiles and the bottom deposits cores are represented in corresponding figures (1, 2, 3). The position of the Paleoholocene subaqueous shorelines in the South-Eastern Baltic is represented by the shoreline diagram (Fig. 4).

BALTICA	Vol. 5	Pag. 119—126	Vilnius, 1974
---------	--------	--------------	---------------

## СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОЙ И ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ ЧЕТЫРЕХ КОЛОНОК ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ БАЛТИКИ

А. И. БЛАЖИШИН, Н. И. ДАВЫДОВА, Д. Д. КВАСОВ, В. И. ХОМУТОВА,  
Калининград-Ленинград

До самого последнего времени было собрано чрезвычайно мало данных по биостратиграфии донных отложений Балтийского моря. Произведен спорово-пыльцевой анализ одной колонки (Lubliner-Mianowska, 1965) и диатомовый анализ трех колонок (Schwarzenholz, 1965); оба метода были применены только к одной колонке (Давыдова и др., 1967; 1970). Изучено распределение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков центральной и юго-восточной Балтики (Кондратене и др., 1970). В настоящее время Атлантическим отделением Института океанологии АН СССР получено большое количество колонок донных отложений. Эти колонки изучаются в Калининградском университете, в Институте геологии (г. Вильнюс), в Отделе географии АН Литовской ССР, в Палинологической лаборатории Ленинградского университета и в Лаборатории озероведения АН СССР.

Ниже приводятся результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов четырех колонок, взятых в центральной и южной частях Балтийского моря. Колонка 782 взята в центральной части Восточно-Готландской впадины на глубине 226 м, колонка 1442 — в центральной части Борихольмской впадины на глубине 85 м, колонка 276 в Гданьской впадине на глубине 95 м и колонка 1625 у побережья Самбийского полуострова на глубине 58 м.

При спорово-пыльцевом анализе колонок отмечено большое количество пыльцы и спор хорошей сохранности. Единично и не во всех спектрах отмечается также *Pediastrum boryanum* и ее разновидности, редко встречаются *Hystriochosperidae* и *Fungi*. В спектрах образцов в нижней части колонки № 782 отмечаются единичные, явно переотложенные формы неогенового возраста (*Myrica* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp., трехбороздные, трехпоровые формы неопределенной систематической принадлежности), а также мезозойские зерна (*Leiotriletes* sp.).

Нижние горизонты колонок 1442 и 1625 содержат довольно большое количество (до 47%) переотложенных форм. Среди них господствует пыльца *Coniferae*, *Pinaceae*, *Taxodiaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Myricaceae*, *Fagaceae*, а также трехбороздные, трехпоровые пыльцевые зерна неопределенной систематической принадлежности и группа *Extratriliporopollenites*. Переотложенные формы легко отличаются от пыльцы, находящейся *in situ*: пыльца и споры коричневого и даже бурого



цвета, уплощенные, в то время как пыльца и споры, синхронные осадкам — светложелтые, объемные и часто очень хорошей сохранности.

Спорово-пыльцевые спектры колоннок подразделяются на три комплекса.

I комплекс характерен для нижней части разрезов (260—337 см в колонке 782, 222—300 см в колонке 1442 и 264—395 см в колонке 1625). Отмечается довольно высокое содержание пыльцы травянистых растений — до 24% от общей суммы микрофоссилий. Характерно господство пыльцы *Pinus subgen. Diploxylon (Pinus sylvestris L.)*. В небольшом количестве встречены *Betula sect. Albae, B. sect. Fruticosae, B. nana L., Alnaster fruticosus Ldb.* Встречены также отдельные пыльцевые зерна *Picea abies (L.) Karst.* и *Alnus sp.* Среди травянистых растений преобладают *Artemisia sp.* и *Chenopodiaceae*. В колонке 1442 отмечены единичные зерна *Helianthemum sp.* и *Hippor. aë rhamnoides L.* В колонке 1625 отмечается повышенное содержание пыльцы *Cyperaceae* (до 20%) и *Mugiorhyllum sp.*, что характерно для спектров прибрежных отложений.

II комплекс характерен для средних частей колоннок 782 (37—260 см) и 1442 (11—264 см) и для значительной части колонки 1625 (0—264 см). В последней колонке в интервале 100—217 см, представленном крупным алевритом, содержание пыльцы и спор крайне незначительно. В 10 граммах обработанного осадка насчитывается 7—10 пыльцевых зерен и спор. Однако их качественный состав аналогичен спектрам выше- и нижележащих образцов. II комплекс, по-видимому, характерен также для всего разреза колонки 1442, в которой пыльца и споры встречены в очень небольшом количестве. Для всех образцов характерно господство пыльцы *Pinus sylvestris*. В большинстве случаев ее содержание составляет 93—98%. Пыльца других древесных пород отмечена в минимальных количествах. Мало также пыльцы травянистых растений — определены отдельные зерна *Ericaceae, Chenopodiaceae* и разнотравья.

III комплекс отмечен в верхних частях колоннок 782 (0—37 см 3 образца) и 1442 (0—11 см, 1 образец). При господстве пыльцы *Pinus sylvestris* характерно наличие *Picea abies* (до 15%) и широколиственных пород (*Quercus sp., Ulmus sp., Tilia sp., Fagus sp.*), которые в сумме составляют 5—7%. Постоянно встречается также *Corylus avellana* (2—5%).

Диатомовый анализ был произведен для колоннок 782 и 1625. Рассмотрены также отдельные образцы из колоннок 1442 и 276. Характер диатомовой флоры в двух изученных колонках оказался существенно различным, поэтому они описываются отдельно.

В колонке 782 содержится мало диатомовых. Из 16 проанализированных образцов только в 5-ти удалось насчитать по 500 створок. Всего встречено 177 видов, разновидностей и форм. В I горизонте (260—337 см) диатомовые встречаются только в трех образцах, приуроченных к верхней части горизонта. Господствуют пресноводные планктонные виды *Melosira islandica subsp. helvetica O. Müll., Cyclotella comta (Ehr.) Kütz., C. kützingiana Thw., C. vorticosa A. Berg, C. bodanica Eulensf., Melosira distans var. alpigena Grun., Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kütz.* Характерно присутствие древних видов *Opephora martyi Heib., Cyclotella ocellata Pant.* Морских и солоноводных диатомей не отмечено. Во II горизонте (60—260 см) общий характер флоры сохраняется. В интервале 160—260 см по-прежнему доминирует *Melosira islandica subsp. helvetica*, а субдоминантами являются *M. distans var. alpigena, Fragilaria construens (Ehr.) Grun., F. pinnata Ehr.* Отмечена древняя

Спорово-пыльцевая и диатомовая диаграмма колонки донных отложений из Готландской впадины Балтийского моря (ст. 782)

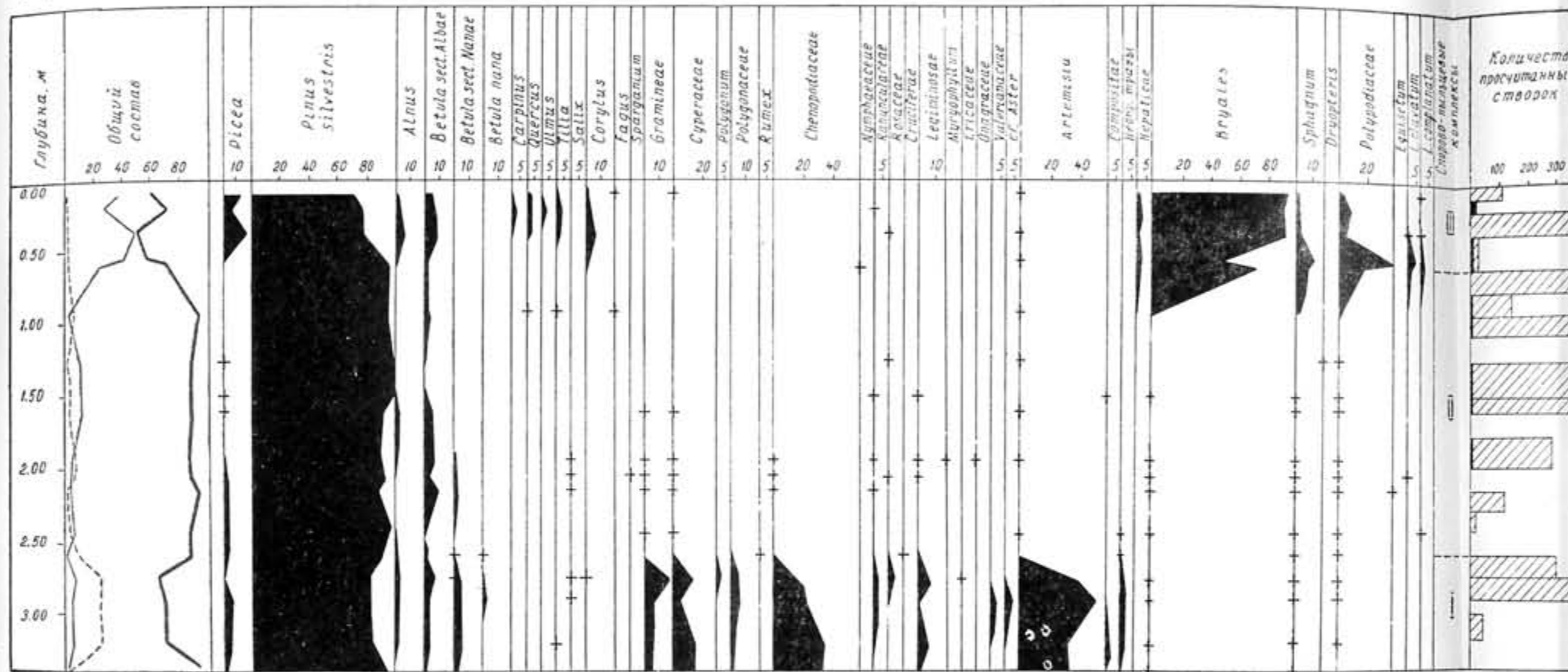


Рис. 1. Спорово-пыльцевая и диатомовая диаграммы колонки 782, взятой в центральной части Восточно-Готландской впадины на глубине 226 м. В графе «общий состав» толстая линия обозначает содержание пыльцы древесных пород (в их число не включается *Corylus avellana*), тонкая линия — травянистые. Знак + обозначает содержание микрофоссилий менее 1%.

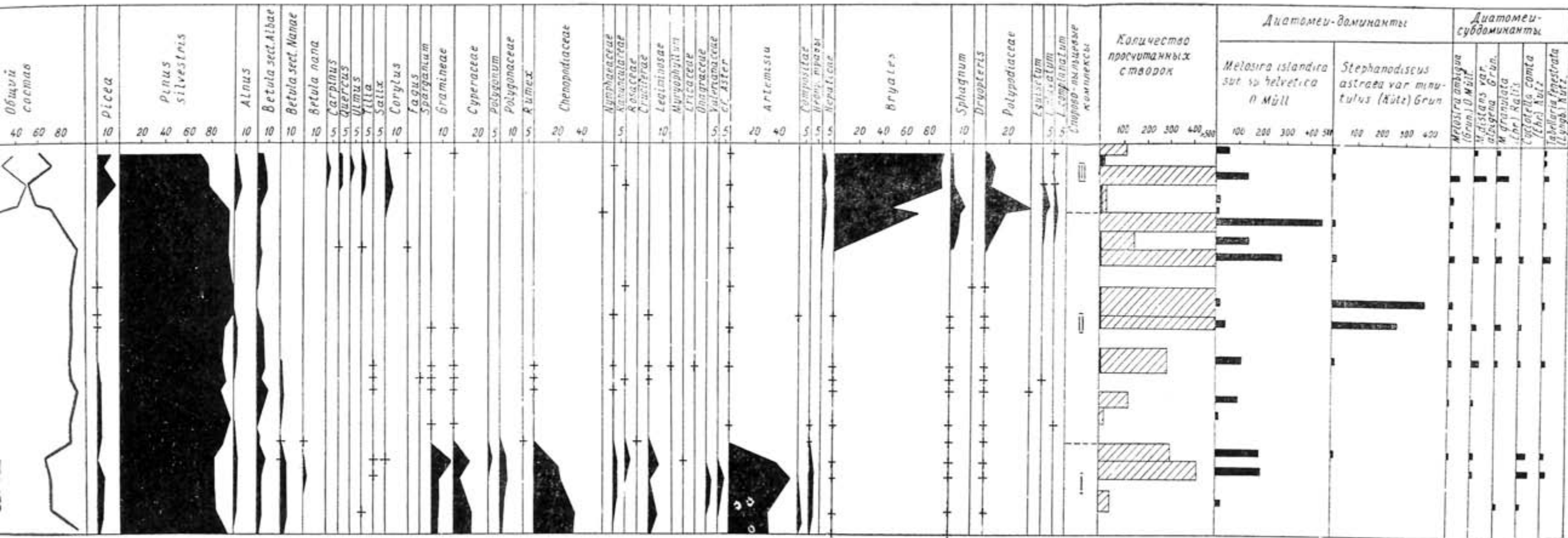


Рис. 1. Спорово-пыльцевая и диатомовая диаграммы колонки 782, взятой в центральной части Восточно-Готландской впадины на глубине 226 м. В графе «общий состав» толстая линия обозначает содержание пыли древесных пород (в их число не включается *Corylus avellana*), тонкая линия — споры, пунктир — травянистые. Знак + обозначает содержание микрофосилей менее 1%.





форма *Stephanodiscus niagarae* Ehr. В интервале 105—160 см доминирует *Stephanodiscus astraea* var. *minutus* (Kütz.) Grun., субдоминанты *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun., *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs. Отмечены солоноводные диатомеи (6 створок из 1000 просчитанных). В интервале 60—105 см вновь доминирует *Melosira islandica* subsp. *helvetica*. Диатомовые комплексы II горизонта сходны по составу с комплексами из осадков Ладожского озера (Давыдова, 1968). В III горизонте (0—60 см) наблюдается чередование образцов с пресноводной и солоноводной флорой. Первая встречена в интервалах 0—10 см, 20—27 см, вторая — 10—20 см, 27—60 см. (Вероятно, в процессе обработки вкралась ошибка и порядок образцов был нарушен). В числе солоноводных диатомей встречены *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* Grun., *C. commutatus* Grun., *Stephanopyxis turris* var. *polaris* Grun., *Thalassiosira baltica* (Grun.) Ostf. Отмечены также морские виды *T. gravida* Cl., *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz.

В средней части колонки 1442 (148—162 см) и в колонке 276 (11—20 см и 83—98 см) найдена пресноводная флора: доминируют *Melosira islandica* subsp. *helvetica* и *Opephora martyi*. В верхнем образце колонки 1442 (0—10 см) из 230 просчитанных створок 213 принадлежат морским и солоноводным диатомеям. Доминантом является характерная для современной Балтики форма *Actinocyclus ehrenbergii*; встречены также *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* и *C. granii* Yough. и др.

Диатомовый анализ образцов из колонки 1625 выполнен по количественной методике Института океанологии АН СССР. Поскольку осадки Балтики чрезвычайно бедны диатомеями, пришлось прибегать к обогащению тяжелой жидкостью. Встречено 137 видов, разновидностей и форм диатомей. Колонка подразделяется на три горизонта. В I горизонте (242—395 см) количество створок превышает 100 тыс. на 1 г. осадка, достигая максимального количества 222 тыс. Встречаются исключительно пресноводные формы. Преобладают диатомеи обрастаний (76—86% от общего числа створок), среди которых доминирует *Opephora martyi*; субдоминантами являются *Fragilaria inflata* (Heid.) Hust., *F. brevistriata* Grun., *F. pinnata*, а также планктонная *Melosira islandica* subsp. *helvetica* и бентосная *Amphora ovalis* var. *pediculus* Kütz. В осадках сохранились многочисленные остатки макрофитов. Все это позволяет считать, что осадки I горизонта отлагались в неглубоком пресном заливе или лагуне, заросшей макрофитами. Во II горизонте (60—242 см) количество диатомей резко уменьшается — их здесь содержится не более 12 тыс. створок на 1 г осадка. Это связано вероятно с изменением гранулометрического состава осадков, которые представлены здесь хорошо отсортированными алевритами. В нижней части II горизонта (217—242 см) продолжают доминировать те же виды, что и в I-ом горизонте. Выше (175—217 см) на первое место по численности выходит *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, хотя диатомеи обрастаний еще преобладают в диатомовом комплексе. Все это свидетельствует об изменении характера побережья, которое стало более открытым. Верхняя часть осадочной толщины II горизонта (60—175 см), представленная хорошо отсортированными крупными алевритами, содержит очень мало диатомовых. Попадаются отдельные створки пресноводных форм *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, *Opephora martyi*, обломки *Stephanodiscus astraea* и *S. niagarae*, а также обломки морских *Centriacae*. В верхней части колонки (III горизонт, 0—60 см) количество морских форм несколько возрастает за счет обитателей современной

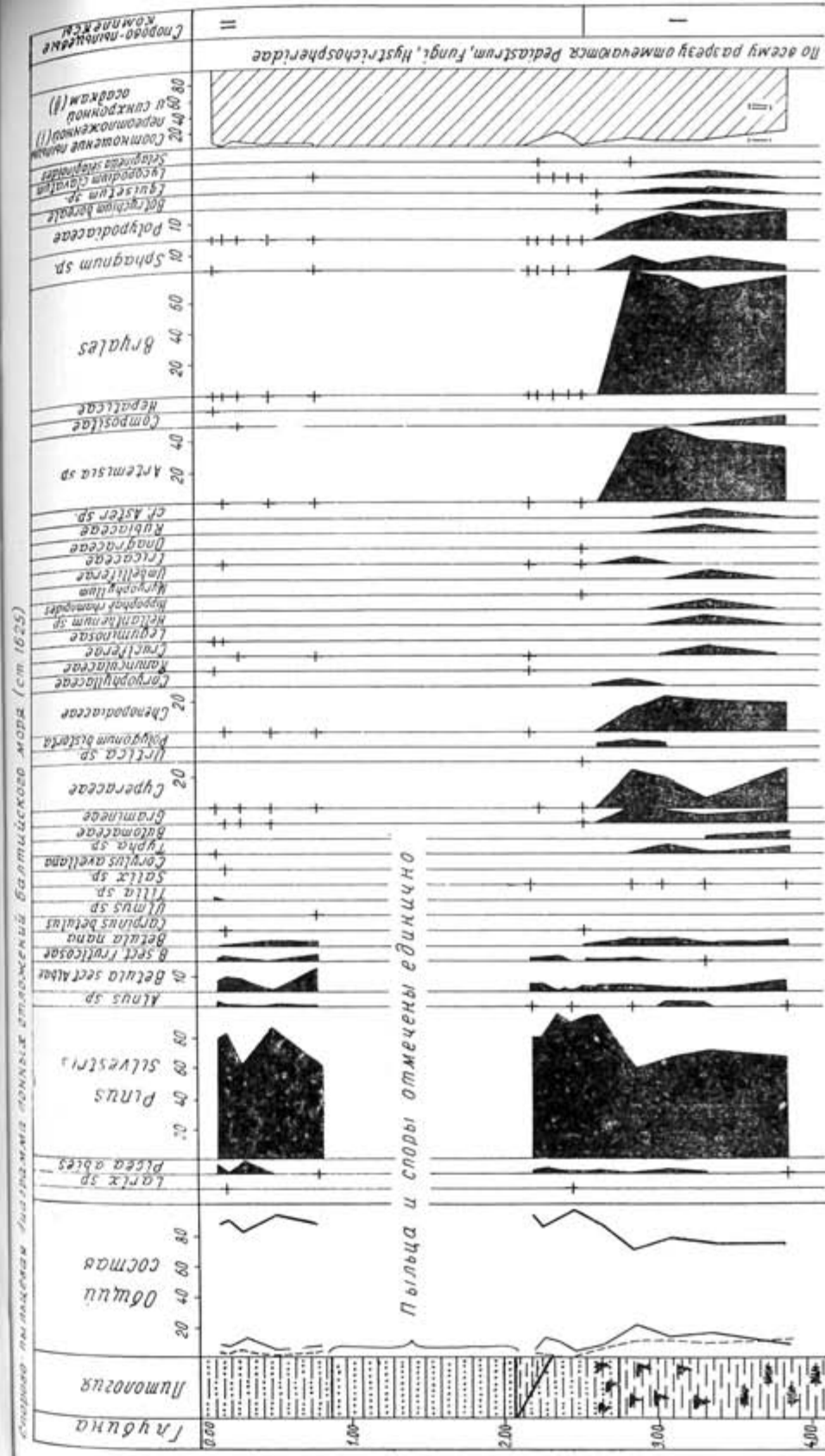


Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма колонки 1625, взятой у побережья Самбского л-ова на глубине 58 м. 1 — крупный плохо отсортированный алеврит, 2 — крупный хорошо отсортированный алеврит, 3 — мелкоалевритовый ил, 4 — растительные остатки, 5 — прослойки с гидротронантом.

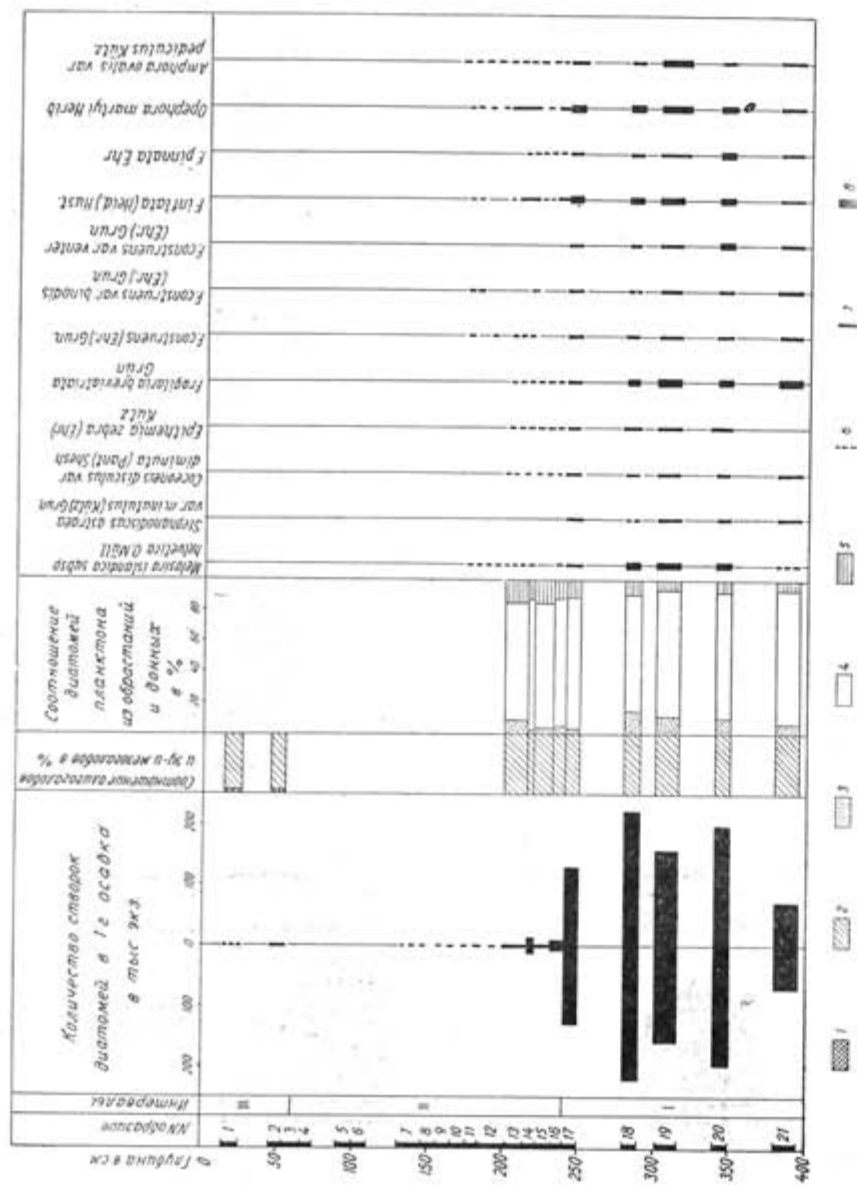


Рис. 4. Диатомовая диаграмма колонки 1625.

1 — Морские диатомы (уу- и мезогалоб). 2 — Пресноводные диатомы (олигогалоб). 3 — Планктонные диатомы. 4 — Бентосные диатомы. 5 — Бентосные диатомы донные. 6-8 — Сохранение створок диатомей в 1 г осадка. 9-10 — менее 1 тыс. 11-10 — 10-100 тыс.

Балтики, но они встречаются главным образом в виде обломков. Пресноводная диатомовая флора из нижних горизонтов колонки сходна по составу с флорой среднего горизонта колонки из центральной части Гданьской впадины (Давыдова и др., 1970).

По вопросу о стратиграфической привязке горизонтов колонок можно высказать пока только предположения. По-видимому, нижние горизонты колонок 782, 1625 и 1442 отлагались в пребореальное время. Пыльцевые спектры этих горизонтов напоминают спектры пребореальных отложений восточной Прибалтики (Нейштадт, 1957). Состав диатомовых в низах колонки 1625 свидетельствует о том, что в это время в Балтийском бассейне имела место глубокая регрессия. Осадки, находящиеся в настоящее время на глубинах около 60 м, отлагались в мелкой заросшей пресной лагуне. Такая регрессия происходила в пребореале. В колонке 782 диатомовым анализом охарактеризована вероятно только самая верхняя часть пребореала, когда Балтика стала уже практически пресной. Средние горизонты колонок 782, 1442, 1625 характеризуются спектрами, характерными для бореального времени. Диатомовые комплексы колонок, особенно комплексы колонки 782, свидетельствуют о существовании в этот период глубокого пресноводного водоема — этим водоемом вероятно было Анцилово озеро. Верхние горизонты колонок не могут быть отнесены ни к одному из известных подразделений голоцена — пока проанализировано совершенно недостаточное количество образцов. Только диатомовые из верхнего образца колонки 276 свидетельствуют о том, что он отлагался в условиях, близких к условиям современной Балтики. Изученные колонки позволили охарактеризовать лишь некоторые этапы развития Балтики. Можно надеяться, что в ближайшем будущем будут получены колонки с полным профилем поздние и послеледниковых отложений разных районов Балтийского моря.

#### ЛИТЕРАТУРА

- ДАВЫДОВА Н. Н.: 1968. Состав и условия формирования диатомовых комплексов в поверхностном слое донных отложений Ладожского озера. Сб. Растительные ресурсы Ладожского озера. Изд. Лен. ун-та.
- ДАВЫДОВА Н. Н., ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., КВАСОВ Д. Д., МАСИЦКА Г., СПИРИДОНОВА Е. А.: 1967. Диатомовый и спорово-пыльцевой анализы колонки донных отложений Гданьской впадины Балтийского моря. Докл. АН СССР, 177, № 6.
- ДАВЫДОВА Н. Н., ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., КВАСОВ Д. Д., МАСИЦКА Г., СПИРИДОНОВА Е. А.: 1970. Новые данные по стратиграфии донных отложений южной Балтики, Baltica, 4, Вильнюс.
- КОНДРАТЕНЕ О., БЛАЖЧИШИН А. И., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1970. Состав и распределение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря. Baltica, 4, Вильнюс.
- НЕЙШТАДТ М. И.: 1957. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Изд. АН СССР, М.
- LUBLINER-MIANOWSKA K.: 1965. Die Pollenanalyse einer Stechröhrprobe aus der Mecklenburger Bucht. Beiträge zur Meereskunde, Heft 12-14, Berlin.
- SCHWARZENHOLZ W.: 1965. Die Diatoméenflora in Stechröhrkernen aus der Mecklenburger Bucht. Beiträge zur Meereskunde, Heft 12-14, Berlin.

Поступило: 11.4.1972

POLLEN AND DIATOM ANALYSIS OF 4 BOTTOM SEDIMENT  
CORES FROM THE SOUTHERN AND CENTRAL BALTIC

by

A. I. BLASHCHISHIN, N. N. DAVIDOVA, D. D. KVASOV and V. I. KHOMUTOVA

SUMMARY

The article deals with the interpretation of pollen-diatom investigation results of sea bottom cores taken from drillings in the central part of the East-Gotland deep (-226 m), in Bornholm basin (-85 m), in Gdańsk Bay (-95 m) and in the off-shore area of the Sambian (Samland) peninsula (-58 m).

The spore-pollen spectra of the diagrams represented are subdivided into 3 complexes. The lower pollen complex is considered to be of pre-Boreal age. The age of the middle complex is probably Boreal. The chronological position of the upper pollen complex is uncertain. The sediments including the pollen complexes mentioned were examined diatomically too.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ДНА  
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ НЕПРЕРЫВНОГО  
СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ

В. М. ЛИТВИН, А. М. САГАЛЕВИЧ, Н. И. СВЯРИДОВ, Б. В. ШЕХВАТОВ,  
Калининград

Изучение строения осадочной толщи морей и океанов имеет важное значение для познания процессов развития и формирования водоемов на последних этапах геологической истории. В последние годы все большее развитие для таких исследований получает метод непрерывного сейсмопрофилирования. В настоящее время в различных работах мирового океана выполнен уже значительный объем подобных работ, однако в Балтийском море они только начинают развиваться. Известно, что западно-германские исследователи недавно выполнили непрерывное сейсмопрофилирование в юго-западной части моря — в Кольской бухте (Hinz и др., 1969). Шведские исследователи провели детальную геологическую съемку дна в западной части моря вдоль своего побережья, но эти материалы пока еще не опубликованы. В СССР в течение нескольких лет ведутся экспериментальные работы Всесоюзным научно-исследовательским институтом методики и техники разведки (ВИТР). При помощи разработанных в этом институте приборов ЗГЛ-1 и ЗГЛ-3 выполнено профилирование в Рижском заливе и в восточной части Гданьского залива (Бирюков и др., 1970; Ульст и др., 1963). Полученные данные наглядно показали перспективность этого метода исследований.

В июле 1970 г. непрерывное сейсмопрофилирование в открытой части моря было выполнено в 16-й Балтийской экспедиции Атлантического отделения Института океанологии АН СССР на и/с «Профессор Добрынин». Эти работы являлись логическим продолжением геоморфологических исследований Балтийского моря, проводившихся в течение ряда лет (Блажчишина и др. 1969, 1970). При сейсмопрофилировании использовался профилограф ЭСП-М, разработанный и изготовленный в Институте Океанологии и предназначенный для работ на малых глубинах (в пределах шельфов).

В излучающем устройстве профилографа ЭСП-М используется электрический разряд. Технические характеристики его таковы: рабочее напряжение — 2000 вольт, подаваемая на излучатель энергия — до 1 килоджоуля, потребляемая мощность — 1,5 квт. Излучатель состоит из трех секций с электродами, буксируемых на расстоянии 15 м за кормой судна. Прием отраженных сигналов производится на сейсмодосу, которая собрана из 50-ти чувствительных элементов, соединенных параллельно и рассредоточенных на базе 20 м. Элементы помещены в маслonaполненный шланг, буксируемый за кормой судна на расстоянии примерно



30 м. В качестве самописца используется соответствующим образом переделанный фототелеграфный аппарат «Ладоба». Кроме того, периодически ведется запись сигналов на магнитную ленту.

Во время работ в Балтийской экспедиции экспериментальным путем был определен оптимальный режим работы профилографа. Разре-



Рис. 1. Схема маршрута и/с. «Профессор Добрынин» с обозначением положения разрезов.

шающая способность на графическом регистраторе была более 5 м. Регистрация отраженных сигналов осуществлялась в полосе частот 100—800 герц. Интервалы между посылками излучаемого импульса менялись от 0,6 до 1,5 сек., а скорость судна составляла обычно 6—8 узлов. Следовательно, каждая посылка производилась через 3—5 м пути судна, что позволяло получать практически непрерывный профиль сейсмоакустического зондирования. Глубина проникновения сигналов в толщу осадков колебалась в зависимости от их состава в пределах 30—250 м.

В результате проведенных работ была выполнена съемка дна Балтийского моря на большой площади от острова Борнхольм до Северо-

Балтийской впадины (рис. 1). Общая протяженность профилей непрерывного сейсмозондирования составила более 1200 миль. Съемка носила рекогносцировочный характер, поэтому расстояния между разрезами, пересекающими море от берега до берега, достигали 30 миль. В то же время эти разрезы пересекали все основные формы рельефа дна открытой части моря. Полученные материалы вместе с данными эхолотного промера и результатами предыдущих геологических и геоморфологических исследований на и/с. «Профессор Добрынин» позволяют осветить в общих чертах строение осадочной толщи Балтийского моря. В свою очередь эти результаты дают возможность полнее объяснить особенности геоморфологии дна моря и проследить историю развития подводного рельефа в поздне- и послеледниковое время.

Интерпретация полученных при сейсмопрофилеировании материалов сопряжена с определенными трудностями, связанными с тем, что мы не располагаем точными данными о составе и физических свойствах пород, слагающих осадочную толщу под верхним слоем рыхлых отложений. Насколько известно, бурение на дне Балтийского моря еще не проводилось, а данные буровых скважин на суше можно использовать с большой долей натяжки, т. к. разрезы сейсмопрофилеирования отстоят от них на значительном расстоянии. Большую помощь в интерпретации оказали нам результаты геологических работ в виде схем распределения верхнего слоя донных осадков и мощности голоценовых отложений. Для характеристики акустических свойств различных типов отложений нами были использованы результаты измерений скоростей звука в колонках донных осадков, полученных в 1969—70 г. г. на и/с. «Профессор Добрынин». При расчетах мощностей и глубин залегания под поверхностью дна различных осадочных слоев, фиксируемых профилографом, нами были приняты на основании проведенных измерений следующие скорости звука: голоценовые илы — 1,4 км/сек, позднеледниковые глины — 1,6 км/сек, моренные отложения — 1,7 км/сек, подстилающие более древние отложения — 1,8—4,0 км/сек. Идентификация различных слоев производилась путем прослеживания соответствующих горизонтов до районов их выхода на поверхность дна моря, где имеются геологические данные о их составе. Для определения более древних осадочных слоев, залегающих под четвертичными отложениями и практически не обнажающихся на две центральной и южной частями моря, нами использовалась схематическая карта коренных пород, составленная В. К. Гуделисом (1970).

На рис. 2 приведены сейсмоакустические разрезы, построенные по данным сейсмопрофилеирования. Как видно на разрезах, почти повсеместно на дне моря, за исключением прибрежных мелководий и отдельных поднятий дна, фиксируется верхний слой акустически прозрачных, рыхлых осадков (а). На склонах впадин его мощность составляет 10—20 м, а на дне впадин она увеличивается до 30—35 м (рис. 3а). Этот слой фиксируется также на эхолотных записях, которые позволяют, вследствие более высокой разрешающей способности (до 1 м), точнее оконтуривать площади распространения таких осадков.

Сопоставление подобных записей с данными колонок донных осадков приводит к выводу, что слой рыхлых отложений представлен голоценовыми илами и позднеледниковыми морскими или озерными глинами. Голоценовые илы составляют верхнюю и меньшую по мощности часть этого слоя. Например, мощность голоценовых осадков в Гданьской впадине несколько больше 3 м, а на дне Готландской впадины едва достигает 2 м. В других районах, за исключением вдольбереговых аккумулятив-

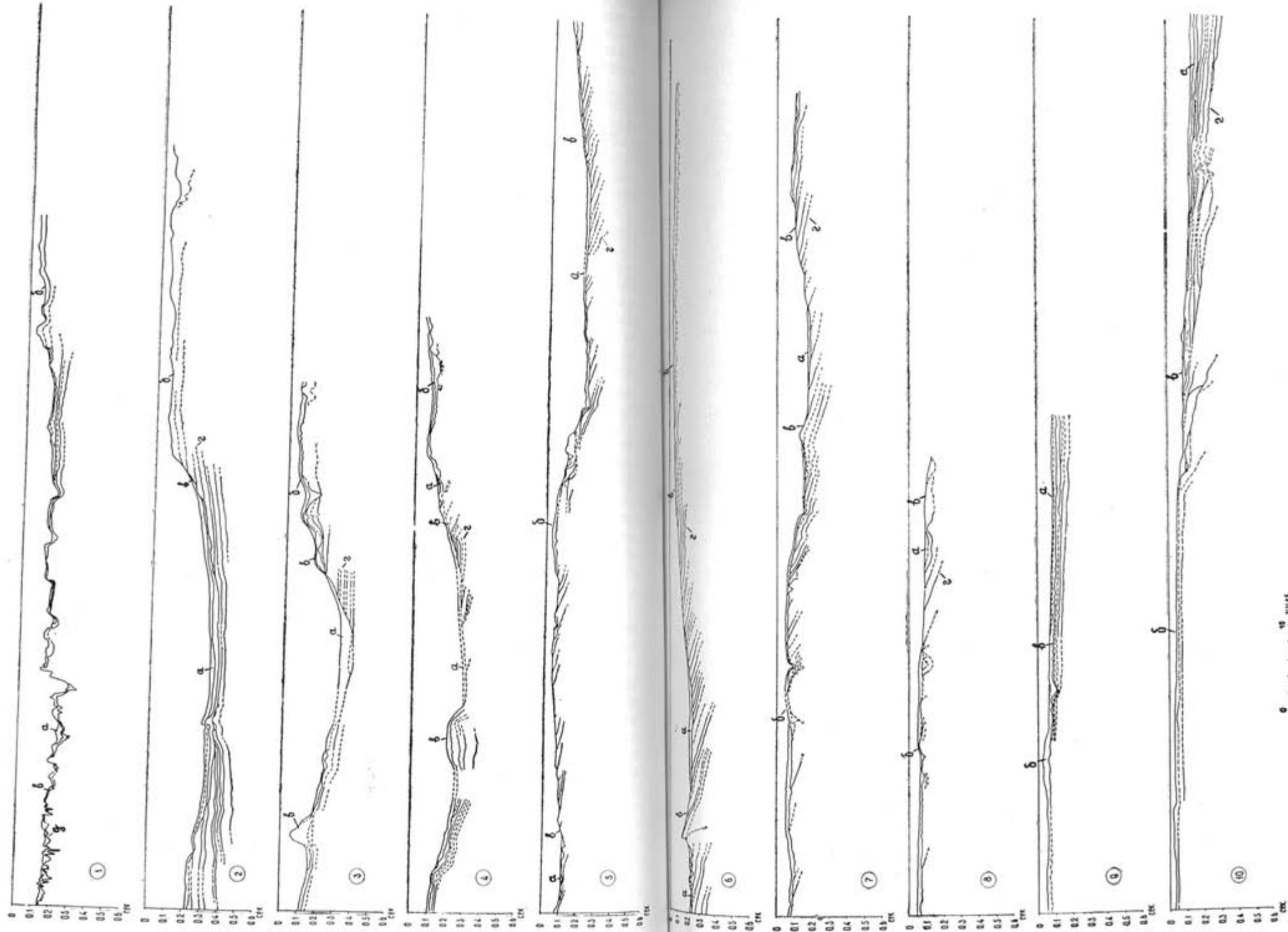


Рис. 2. Сейсмоакустические разрезы. По вертикали дано время прохождения импульса до дна и обратно, по горизонтали — расстояние в милях.  
*a* — рыхлые поздне- и последнедевонские отложения; *b* — мелководные песчано-галечные отложения; *c* — морские отложения; *d* — дочетвертичные осадочные породы платформенного чехла; *d'* — породы фундамента.

ных образований, мощность голоценовых осадков еще меньше (Блажчишин, Литвин и др., 1970).

Под слоем рыхлых осадков повсеместно отмечается четкая отражающая граница (в), которая на мелководьях в большинстве случаев выходит на поверхность дна. Судя по мелкохолмистому характеру этой границы и по данным геологических исследований в местах выхода ее на поверхность дна моря, следует рассматривать ее как кровлю моренных отложений. Последние отличаются пестрым гранулометрическим составом и значительной плотностью, что обуславливает их акустическую жесткость. На мелководьях (глубины менее 50 м) моренные отложения либо обнажаются на дне, либо прикрыты тонким слоем современных грубых осадков (б), преимущественно песками, мощность которых колеблется в основном от нескольких сантиметров до 1 метра. Такие мощности находятся за пределом разрешающей способности эхолота и сейсмопрофилографа, поэтому верхний слой часто пишется слитно с подстилающей мореной (рис. 3б). Современные грубые отложения (пески, галечники) вместе с мореной образуют в этих районах своего рода акустический экран, который значительно снижает глубинность проникновения сейсмических сигналов (до 25—30 м). Кроме того, записи усложняются многократными отражениями, число которых достигает иногда более 5. На склонах и дне впадин моря, где глубины увеличиваются, кратные отражения не фиксируются. Сейсмические сигналы проникают ниже моренного горизонта до глубин 100—150 м. Мощность моренных отложений здесь колеблется в пределах 10—30 м.

В северной части моря, где развит холмисто-грядовый рельеф, моренный горизонт (в) на вершинах и склонах поднятий образует поверхность дна. В понижениях он перекрыт прерывистым покровом позднеледниковых и голоценовых отложений в виде акустически прозрачного, рыхлого слоя мощностью до 30—40 м. Под мореной залегают коренные породы кристаллического фундамента (д) Балтийского щита, которые в некоторых местах, особенно вблизи побережья Швеции, непосредственно обнажаются на дне. Очевидно, холмисто-грядовый рельеф северной части моря обусловлен неровностями в кровле коренных пород фундамента, которые облекаются покровом моренных отложений различной мощности.

По направлению к югу и юго-востоку картина постепенно меняется. Фундамент, как известно, погружается на глубину и перекрывается пачками все более молодых отложений. Южнее широты острова Сарема верхний покров рыхлых осадков становится сплошным, а под моренными отложениями на лентах профилографа фиксируются наклонно залегающие более древних отложений (г). В этом районе (между островами Сарема и Готланд) располагаются подводные денудационные уступы, выработанные в нижнепалеозойских породах и известные под названием глинта (Martinson, 1960). На суше эти уступы прослеживаются вдоль северного побережья Эстонии, на островах Хиума, Сарема, Готланд.

Наклонно залегающие пласты дочетвертичных пород прослеживаются почти на всех сейсмоакустических разрезах и имеют уклон на юго-восток (рис. 2). Этот уклон невелик — не более 0,5°. Учитывая данные о строении и мощности платформенного чехла в районе Балтийского моря (Гуделис, 1970; Випсе, 1969), следует полагать, что фиксируемые профилографом слои представлены осадочными отложениями, возраст которых постепенно становится все более молодым по направлению к югу и юго-востоку. Если севернее острова Готланд под четвертичными отложениями прослеживаются нижнепалеозойские породы, то южнее

широты Клайпеды под мореной появляются третичные породы. В Гданьской впадине, располагающейся в пределах Польско-Литовской синеклизы (Гуделис, 1970), где прогиб фундамента достигает наибольшей величины, видимая мощность отложений (по данным сейсмопрофилирования), низы которых, вероятно, относятся к мезозою, достигает 200 м.

Учитывая приведенные данные о строении осадочного покрова и особенности подводного рельефа дна, описанные ранее на основании материалов эхолотного промера на и/с «Профессор Добрынин» (Блажчишин и др., 1970), можно следующим образом охарактеризовать наиболее важные черты геоморфологии дна Балтийского моря. В южной и средней частях моря преобладают выровненные формы рельефа. На прибрежных мелководьях и мелководных банках Южно-Готландского порога распространены поверхности абразионно-аккумулятивного выравнивания, достигающие глубин порядка 50 м. На дне впадин Борнхольмской, Гданьской и Готландской располагаются субгоризонтальные аккумулятивные равнины. На склонах впадин и подводных порогах с глубинами 70—80 м (например, на пороге между впадинами Готландской и Гданьской) во многих местах наблюдается холмистый рельеф, обусловленный выходами на поверхность дна моренных отложений. На широте острова Готланд в рельефе дна появляется характерная ступенчатость, которая видна на восточном склоне Готландской впадины, а также на продольном валу, разделяющем впадину на две части. Материалы сейсмопрофилирования свидетельствуют, что эти формы рельефа обусловлены уступами моноклинально залегающих пластов пород (вероятно, верхнепалеозойских), слегка прикрытых слоем четвертичных отложений. Далее к северу распространен грядово-ступенчатый рельеф, который является, по существу, слабо завуалированным четвертичными отложениями куэстовым рельефом, выработанным в нижнепалеозойских породах. Самая северная часть моря, вблизи побережий Швеции и Финляндии, имеет типичный холмисто-грядовый характер подводного рельефа, являющегося аналогом рельефа шхерного побережья, только слегка прикрытого моренными и частично послеледниковыми отложениями.

На основании анализа полученных материалов и других данных можно сделать следующие выводы об истории формирования дна Балтийского моря. В результате длительного тектонического развития, включая третичные движения земной коры, за счет поднятия Фенноскандии и прогибания Польско-Литовской синеклизы на месте Балтийского моря в неогене образовалась моноклиальная ступенчатая равнина. Ее следы видны в современном рельефе северной части моря (Гуделис, 1970). Воздействие различных денудационных агентов в субаэральных условиях привело в значительной степени к срезанию выступов наклонно залегающих пластов. Как видно на приведенных сейсмоакустических разрезах, крупные формы современного рельефа, такие как впадины, пороги, мелководные банки, вместе с покровом четвертичных отложений являются наложенными на эту неогеновую поверхность. Следовательно, решающую роль в формировании крупных форм подводного рельефа сыграли неотектонические движения. Они привели к кораблению неогеновой поверхности и прогибанию ее на месте современных впадин моря. Наиболее интенсивно нисходящие движения происходили в Гданьской впадине, где накопились наиболее мощные толщи третичных и четвертичных отложений. Прогибание впадины продолжалось и в голоцене, о чем свидетельствуют геоморфологические данные, в частности затопленные береговые террасы (Rosa, 1970).

Существенное влияние на развитие рельефа дна Балтийского моря оказало плейстоценовое оледенение. Последний ледниковый покров, как



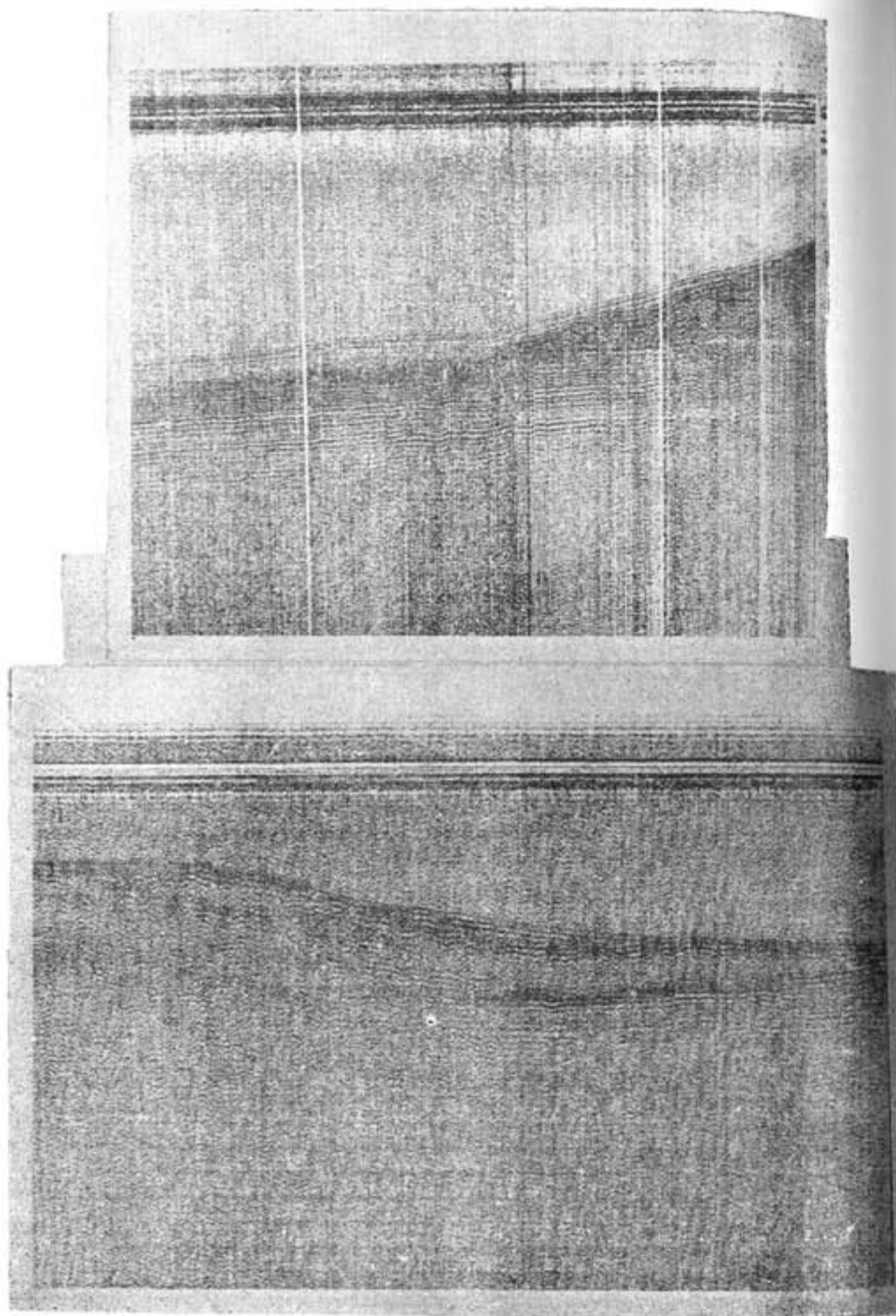


Рис. 3. Образцы записи сеймопрофилографа:  
 а) Готландская впадина; б) Прибрежное мелководье и склон к Готландской впадине.

известно, занимал все пространство моря и достигал Северо-Польской низменности. При отступании он оставлял моренные отложения и различные ледниково-аккумулятивные формы рельефа в виде небольших гряд и холмов. На дне впадин, где существовали приледниковые водоемы, отлагались массы осадочного материала, выносимые реками и флювиогляциальными потоками. Накопление этих толщ привело к созданию аккумулятивных равнин, под которыми оказался погребенным моренный холмисто-грядовый рельеф. Процесс формирования равнин продолжается и в настоящее время.

Поднятие уровня Балтийского моря в течение послеледникового времени, сопровождавшееся смещением зоны волнового воздействия, привело в конечном счете почти к полному срезанию ледниковых форм рельефа на тогдашних прибрежных низменностях и их затоплению. Так сформировались поверхности абразионно-аккумулятивного выравнивания на мелководьях и банках средней и южной части моря. Некоторая сохранность ледниковых форм на глубинах 60—80 м может быть объяснена тем, что в начальный период трансгрессия моря шла, как известно, более быстрыми темпами.

Холмисто-грядовый рельеф северной части моря свидетельствует о значительно меньшем воздействии факторов абразионно-аккумулятивного выравнивания. Во-первых, здесь близко к поверхности дна выходят породы кристаллического фундамента, которые более устойчивы к воздействию денудационных агентов. Во-вторых, этот район позже освободился от ледникового покрова, чем южная часть моря, и формы ледникового рельефа здесь более молодые. Поступлений осадочного материала на севере в целом было меньше, а трансгрессия моря достигала уже такого уровня, что волновое воздействие не ощущалось в достаточно действенной форме. Надо еще добавить, что северные районы моря, как известно, вовлечены в общее поздне- и послеледниковое поднятие Фенноскандии. Следовательно, ранее они находились глубже, чем в настоящее время. Все это создало условия для сохранения расчлененного холмисто-грядового рельефа.

#### ЛИТЕРАТУРА

- БИРЮКОВ С. Н., ДУБРОВ Е. Ф., ИВАНОВ Ю. А.: 1970. Некоторые результаты работ методом звуковой геолокации в Гданьском заливе. *Baltica*, 4, Вильнюс.
- БЛАЖЧИШИН А. И., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1969. Геологические исследования в Балтийском море на и/с «Профессор Добрынин». *Океанология*, т. 9, вып. 6.
- БЛАЖЧИШИН А. И., ЛИТВИН В. М., ЛУКОШЯВИЧЮС Л., РУДЕНКО, М. В.: 1970. Новые данные по рельефу дна и строению осадочной толщи центральной части Балтийского моря. *Baltica*, 4, Вильнюс.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1970. Общие черты геологии и геоморфологии дна центрального сектора Балтийского моря. *Baltica*, 4, Вильнюс.
- УЛЬСТ В. Г., БЕРЗИНЬ Л. Э., АБРАМОВ А. П.: 1963. Геологическое строение дна в южной части Рижского залива по данным геоакустического зондирования.
- BUNCE E. T.: 1969. Seismic refraction measurements in the Baltic sea, *Geophysical Prospecting*, v. XVII, No. 1.
- HINZ K., KOGLER F.-C., SEIBOLD E.: 1969. Reflexionsseismische Untersuchungen mit einer pneumatischen Schallquelle und einem Sedimentecholot in der westlichen Ostsee. *Meyniana*, 19, 91—102, Kiel.
- MARTINSSON A.: 1960. The Submarine Morphology of the Baltic Cambro-Silurian Area. *Bull. Geol. Inst., Univ. Uppsala*, v. 38, part 1.
- ROSA B.: 1970. Einige Probleme der Geomorphologie, Paläogeographie und Neotektonik des südbaltischen Küstenraumes. *Baltica*, 4, Vilnius.

THE SEDIMENTARY STRATA STRUCTURE AND DEVELOPMENT  
OF THE BALTIC SEA BOTTOM RELIEF ON CONTINUOUS  
SEISMIC PROFILING DATA

by

V. M. LITVIN, A. M. SAGALEVICH, N. I. SVIRIDOV, B. V. SHEKHVATOV

SUMMARY

According to continuous seismic profiling data obtained in 1970 on R/S "Professor Dobrynin" sections are made and the characteristics of the Baltic Sea sedimentary strata structure is given. The layer of unconsolidated sediments in thickness to 20—30 m represented by holocene muds and late-glacial clays occurs on slopes and on the sea basin bottom. In shallow water areas the holocene sediment layer is very thin or discontinues at all exposing underlying morainic deposits in thickness of 10—30 m. The morainic horizon as an acoustic clear boundary is traced everywhere under unconsolidated sediments. In the northern part of the sea the morainic deposits occur just on the rough surface of the crystalline basement but bottom depressions are partly filled with unconsolidated sediments. Monoclinally underlying beds of more ancient rocks are found to depth of 100—150 m under morainic deposits in the central and southern parts of the sea. Everywhere beds dip gently towards the south-east what is consistent with the general pattern of a platform cover structure in the Baltic Sea region.

The obtained data are indicative of an important role of neotectonic movements in shaping of large relief forms of the sea bottom which are found to be superposed on the neogenic surface of the monoclinical step-like plain. The Pleistocene glaciation and abrasion-accumulative processes of levelling had an important influence upon the underwater relief development during the post-glacial rise of the sea level. As for sea basins the main factor of levelling was the sediment accumulation during the late- and post-glacial periods.

ЗНАЧЕНИЕ ЭКЗАРАЦИИ В РАЗВИТИИ ЛОЖА  
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

А. ГАЙГАЛАС, Вильнюс

Некоторая часть обломочного материала, заключенного в ледниковых отложениях Восточной и Южной Перибалтики, несомненно, происходит из коренных пород депрессии Балтийского моря. Изучение этого обломочного материала позволяет оценить качественно и количественно значение плейстоценовой экзарации в породах впадины Балтики.

На экзарационное проявление в породах ложа Балтийского моря было обращено внимание еще в конце прошлого столетия. Л. Пост впервые применил подсчеты валунов в моренных и флювиогляциальных отложениях. Шведские исследователи того времени занимались вопросом изучения распространения Балтийского ледника, заполнявшего впадину моря в плейстоцене. Как было установлено, ледник из котловины Балтики переходил Южную Швецию с В на З, рассеивая валуны пород Западной Финляндии, Аландских островов и дна Балтийского моря.

Х. Хедстрём (Hedström, 1894; 1895) впервые заметил, что на территории к Ю и ЮВ от Балтийского моря широко распространенные бурые кварцевые порфиры принесены ледниками со дна Балтийского моря, расположенного между Готландом и Аландскими островами. И. Кори (Kori, 1894) предполагал, что в конце оледенения в Финском заливе возникший ледник двигался на запад и принес восточно-финские валуны в Германию.

В. Мильтерс (Milthers, 1905; 1909; 1933) валуны красноцветных кварцевых порфиров, распространенных в ледниковых отложениях Северной Европы, считал оторванными плейстоценовыми ледниками со дна Балтики южнее Аландских островов, но несколько восточнее места залегания бурых кварцевых порфиров.

Х. Хаузен (Hausem, 1912; 1913) отметил роль котловины Балтики при направлении движения плейстоценовых материковых ледников. Он указал, что со дна Ботнического залива к С от Аландских островов экзарировались выходы нотнийского песчаника, составляющего полосу на дне залива между песчаниками Сатакунта в Финляндии и Евле в Швеции. Х. Хаузен впервые выдвинул мысль, что дно Ботнического залива питало ледники валунами кварцевых порфиров и кератофиров.

Уже давно существует целое течение, которое считает, что большая часть валунного материала Северной Европы захвачена из пород дна Балтики.

Крупнейший финский петрограф П. Эскола (Eskola, 1928; 1933; 1934), изучавший коллекции кристаллических валунов из Восточной Пруссии и Латвии, установил проявление экзарации на дне Балтики и ее зали-



вов. Он считал, что большая часть валунов эффузивных пород, песчанников, рапакиви Северной Европы была оторвана ледниками со дна Балтийского моря. Оттуда П. Эскола производил валуны бурого и красного кварцевых порфиров, мандельштейнов, диабазов, порфиритов, ботнических порфиров и гранофиров, гранитов, рапакиви, иотнийских песчанников, оливковых диабазов и др. Он подчеркнул значительную роль Балтийской впадины в разносе валунов, а также в регулировании течения ледников.

Э. Краус (Kraus, 1934), исследовавший кристаллические валуны Латвии, вслед за П. Эскола также подчеркнул большую роль дна Балтики, как очага питания ледников валунами мандельштейнов, порфиров, диабазов и прочих пород, но он считал, что рельеф Балтийской котловины не оказал заметного влияния на направление движения ледника.

К. Рихтер (Richter, 1929; 1930; 1932; 1933; 1936) считал, что осадочные валуны Северной Германии большей частью происходят из пород дна Балтийского моря.

Э. Куммеров (Kummerow, 1925; 1927; 1928; 1930; 1932; 1935; 1954) пришел к выводу, что ложе Балтийского моря было главной областью эрозии скандинавского материкового льда и родиной валунов североевропейских ледниковых отложений.

В. Мильтерсом (Milthers, 1909; 1935; 1939) и Ю. Хеземанном (Hesemann, 1933; 1936; 1939) выделено несколько групп руководящих валунов, происходящих со дна Балтики.

С. В. Яковлева (1955; 1963), оценившая исследования валунов на русской равнине, отмечает большое влияние впадины Балтийского моря и больших озер на движение ледников плейстоцена.

В послевоенные годы на территории Прибалтики валуны, происходящие из пород дна Балтики, в большом количестве определены Х. Вийдингом (Viiding, 1955, Вийдинг, 1967), Тарвидасом (1957, 1960, 1965, 1965), Раукасом (1963), Коншиным (1965), Гайгаласом, Раукасом (1965), Гайгаласом, Гуделисом (1965), Гайгаласом (Gaigalas, 1959, Гайгалас, 1963, 1965) и др.

При анализе строения дна Ботнического залива В. Вельтхейм (Veltheim, 1962; 1969) и Балтийского моря А. Лудвиг (Ludwig, 1967; Ludwig, Heerdt, 1969) также придавали большое значение ледниковой экзарации, которая определила появление большого количества валунов со дна моря в ледниковых отложениях плейстоцена Северной Европы.

Исследователями ледниковых отложений североевропейских стран были установлены принесенные из коренных слоев и массивов впадины Балтийского моря следующие породы: 1) бурый (Hedström, 1894; 1895; Milthers, 1909; 1933; Eskola, 1933; Korn, 1927; Hesemann, 1936; Гайгалас, 1970) и красный (Milthers, 1905; 1909; 1933; Eskola, 1933; Korn, 1927; Hesemann, 1936; Гайгалас, 1970) кварцевые порфиры, залегающие к югу от Аландских островов, 2) сиенит-порфир, лабрадаровые порфиры, диабазы, мандельштейны (Hedstrom, 1894; Eskola, 1933; 1934; Korn, 1927; Hesemann, 1936; Гайгалас, 1970), кембрийский песчаник, нижнепалеозойский известняк (Wiik, 1881; De Geer, 1881; Wiman, 1905; Munthe, Hede, Post, 1925; Andree, 1927, Metzger, 1927; Opik, 1929; 1931; Troedsson, 1927; Kummerow, 1925; 1935), распространенные севернее острова Готланд, 3) гранофиры и кварцевые порфиры между Ваза и Турку (Або), залегающие на дне Ботнического залива (Hausen, 1912; Laitakari, 1933; 1934; Hesemann, 1936), 4) рапакиви и иотнийский песчаник, находящийся в южной части Ботнического залива (Hausen, 1912; Laitakari, 1925; Mende, 1925; 1926; Eskola, 1928; Veltheim, 1962; 1969), 5) породы девона, происходящие из средней части дна Восточной Балтики (Ап-

drée, 1927; Brotzen, 1933; 1934; Ludwig, 1957; Сеpek, 1969), 6) триасовые оолитовые известняки (Deubel, 1924) и серпулит (Roedel, 1925), предполагаемые на дне Балтики к северу от Померании, 7) песчанники и сферосидериты нижней юры (лейаса), залегающие на дне Западной Балтики (Oertel, 1925) и песчанники верхней юры (оксфорда), распространенные к северу от Данцинга (Ortmann, 1927), 8) песчаный мел и песчанистые мергели, находящиеся на дне Южной Балтики (Voigt, 1931), 9) базальтовые туфы, имеющиеся на дне Южной Балтики (Korn, 1927; Milthers, 1929; Kummerow, 1932; Hesemann, 1933; 1934).

Установление содержания обломков пород со дна Балтийского моря в разновозрастных моренных образованиях Южной Прибалтики, произведенное автором (Gaigalas, 1959; Гайгалас, 1963; 1964; 1965), а также работы других исследователей (Milthers, 1933; 1936; Hausen, 1912; 1913; Eskola, 1933; Kummerow, 1925; 1927; 1928; 1930; 1954; Hesemann, 1933; 1936; Münnich, 1936; Richter, 1930; 1932; 1933; 1936; Вийдинг, 1957; Раукас, 1963; Коншин, 1965; Тарвидас, 1957; 1960; 1965; 1967 и др.), изучавших ледниковые отложения Северной Европы, дают возможность оценить значение экзарации в развитии ложа Балтийского моря в плейстоцене.

В области Балтийского моря к началу плейстоцена существовала депрессия, которая в течение оледенений способствовала возникновению балтийского ледникового потока и сыграла решающую роль при направлении движения ледников (Kummerow, 1930). Из Скандинавских гор лед растекался на запад в Атлантический океан и на юго-восток в Балтийское море (Kummerow, 1954). Древний рельеф в основном соответствовал современному и лед, стекавший на юго-восток, образовал Балтийский главный ледниковый поток, который следовал по впадине Балтийского моря. Уже на юге Ботнического залива лед сильно эродировал дно. Эрозия еще сильнее протекала к югу от Аландских островов. Эродировавший ледник обогащался большим количеством валунов. Локальные отклонения течения льда и появившиеся ледниковые лопасти от Балтийского ледяного потока хорошо отражаются конфигурацией краевых образований последнего оледенения (Серебрянный, Раукас, 1967), направлениями конечных морен, озов, друмлинов, ледниковых шрамов, распространением и размерами ориентировки валунов и галек (Гайгалас, Спрингис и др., 1967). Эти признаки и данные подтверждают мнение, что Балтийский ледниковый поток, возникший на территории Ботнического залива, двигался по низине Балтики с С на Ю. Потом в южной части Балтийского моря он поворачивался и продолжал движение в направлении В—З (Kummerow, 1928).

Во время франкфуртской стадии последнего оледенения Юго-восточная Дания покрывалась льдами балтийского ледникового потока с СВ, который отложил морену с экзарационным материалом пород Балтики. В Северной Ютландии в это время стоял норвежский ледник. Начиная с померанской стадии последнего оледенения, Дания была занята балтийским ледником, а норвежский поток уже не заходил на ее территорию (Münnich, 1936).

Значительное влияние рельефа на движения льда проявилось в краевых частях ледникового покрова, где мощность льда была меньше. В области островов Дании течение льда с западного направления отклонялось на северо-запад и почти на север.

С Балтийского трога ледник двигался разделяясь на лопасти, на юг и юго-запад. Встретив преграду с отвесными склонами, он дислоцировал породы ложа и уносил их отторженцы. Так возникли отторженцы палеозойских, мезозойских и третичных пород в ледниковых отложениях При-



балтики. Во время кульминации оледенения ледниковый покров перешел границы Балтийской депрессии и распространялся разными лопастями на В, ЮВ, ЮЗ (Kummeow, 1930). Так на разных этапах плейстоцена от Балтийского ледникового покрова отделились Рижская, Нижне-Нямунская, Вислинская, Одерская и другие ледниковые лопасти. Территория Южной Прибалтики покрывалась Рижской (Средне-Литовской) и Нижне-Нямунской ледниковой лопастью, динамика которых во время последнего оледенения была изучена по распространению руководящих валунов (Тарвидас, 1965; 1967; Гайгалас, Гуделис, 1965) и ориентировке галек в моренах (Тарвидас, 1967; Гайгалас, Гуделис, Спрингис и др., 1967). Экзарационная деятельность указанных ледниковых лопастей в значительной мере обусловила конфигурацию заливов Балтики, разлившихся на стоящее время в этих районах. Наибольшая экзарация пород ложа происходила в центральной части ледникового потока и лопастей, имевших максимальную мощность, скорость и экзарационную способность.

В течение одного и того же оледенения экзарация пород ложа Балтики проявилась в разной степени во время различных фаз. Экзарация пород дна Балтийского моря более интенсивно происходила во время начальной и конечной фаз оледенения, когда толща льда была меньше и движение ледника зависело от впадины моря. При большой мощности льда верхние слои ледникового покрова в меньшей мере зависели от рельефа, чем нижние, цементиовавшие понижения.

В фазу максимального развития ледникового покрова лед распространялся радиально, пересекая депрессию Балтики в различных направлениях (Чирвинский, 1914). На этом этапе оледенения более интенсивно экзарировались породы островов и берегов Балтики (Гайгалас, 1970).

Интенсивность ледниковой экзарации в депрессии Балтики во время разновозрастных оледенений также не одинакова.

Количественные подсчеты валунов и галек в моренах Германии и Дании привели к целому ряду важных выводов о динамике и экзарационной деятельности балтийского ледникового потока в течение плейстоцена (Müppich, 1936). Северо-германские морены отложены балтийским ледником, богаты обломками палеозойских известняков, захваченных со дна Балтики.

Отложения древнего оледенения (эльстер) в Северо-западной Германии и Дании отложены двумя ледниковыми потоками — норвежским и балтийским. Балтийский ледниковый поток двигался с С на Ю. В начале и конце этого оледенения ледник был связан с депрессией Балтийского моря и двигался по ней. Впадину моря он переходил только во время максимума оледенения. Со дна моря он принес большое количество валунов осадочных пород.

Во время максимума среднего оледенения (заале) преобладал норвежский. К концу оледенения заале балтийский ледник покрыл всю Ютландию, тем самым производя большую экзарационную деятельность на дне Балтики. В вартинской морене среднего плейстоцена содержится много валунного материала из пород дна Балтийского моря, что свидетельствует о активной экзарации ее впадины.

Распространение льдов на территории Германии и Дании во время последнего оледенения (бранденбургская и померанская стадии) полностью происходило по впадине Балтийского моря. Во время померанской стадии ледник приходил с СВ, из Ботнического залива и распространялся на материк Германии по депрессиям рек. Самая большая лопасть возникла в низовьях Одера (Одерский ледник) (Hesemann, 1933).

Исследования морен Южной Прибалтики, произведенные автором (Gaigalas, 1959; Гайгалас, 1960; 1963; 1964; 1965), также позволяют

оценить интенсивность ледниковой экзарации в депрессии Балтики на разных этапах плейстоцена.

В центральной части современного Балтийского моря ледниковая донная экзарация интенсивнее проявилась на тех этапах плейстоцена, когда ледник из своих центров на севере передвигался почти меридионально на юг (I-ая половина раннего, средний и заключительные стадии позднего плейстоцена). В это время депрессию Балтийского моря занимал ледниковый поток, движение которого во многом зависело от конфигурации ложа. Он перемещался с С на Ю, производя сильную донную экзарацию пород впадины. Очагами экзарации явились куэстовые уступы ордовика, силура и девона в средней Балтике (Гуделис, 1970).

На тех этапах плейстоцена, когда ледниковые массы пересекали депрессию современного Балтийского моря с СЗ на ЮВ, или почти с З на В (II-ая половина раннего и I-ая половина позднего плейстоцена), наиболее интенсивно происходила береговая, склоновая экзарация при выходе ледников из депрессии Балтики. Донная часть впадины моря консервировалась малоподвижными льдами подошвенной части ледника.

Деятельность плейстоценовых ледников, неоднократно спускавшихся во время плейстоцена со Скандинавских гор на Северо-Европейскую равнину, в значительной степени видоизменила рельеф депрессии современного Балтийского моря. Следы экзарации во многих местах позднее были перекрыты ледниковыми и водноледниковыми образованиями отступающего последнего ледника и современными морскими отложениями.

## ЛИТЕРАТУРА

- ВИДИНГ, Х.: 1957. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР. Ин-т геол. и геогр. АН Лит. ССР, научн. сообщ., 4.
- ГАЙГАЛАС, А. И.: 1960. Петрографические исследования плейстоценовых морен. Сб. статей для XXI сессии междунар. геол. конгресса.
- ГАЙГАЛАС А. И.: 1964. Реконструкция движения плейстоценовых ледников на территории Литовской ССР по петрографическим данным изучения морен. Вопр. геол. Литвы. Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС А. И.: 1964. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы. Тр. АН Лит. ССР сер. Б, 4. Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС А. И.: 1965. Некоторые закономерности распространения руководящих валунов в краевых образованиях материкового оледенения Юго-Восточной Прибалтики. Краевые образ. материк. оледенения. Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС А. И.: 1965. Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена Юго-восточной Литвы и возможность использования их для стратиграфии. Стратиграфия четв. отл. и палеогеогр. антропогена Юго-восточной Литвы. Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС А. И.: 1970. Ареалы распространения эффузивных пород на дне Балтийского моря и их петрографическая характеристика. Baltica, 4. Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС, А., ГУДЕЛИС, В.: 1965. Эрратические валуны стадияльных образований последнего оледенения Южной Прибалтики и динамика ледникового покрова. Baltica, 2. Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС А. И., РАУКАС, А. В.: 1965. Распространение руководящих валунов в плейстоценовых моренах Прибалтики. Бюлл. комм. по изуч. четв. периода, 29, М.
- ГАЙГАЛАС А., ГУДЕЛИС В., СПРИНГИС К., КОНШИН Г., САВВАНТОВ А., ВЕЙНБЕРГС И., РАУКАС А.: 1967. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убыванием ледникового покрова. Baltica, 4. Вильнюс.

- ГУДЕЛИС В. К.: 1970. Общие черты геологии и геоморфологии дна центрального сектора Балтийского моря. Baltica, 4. Вильнюс.
- КОНШИН Г. И.: 1965. Петрографический состав и ориентировка галечно-гравийного материала морен Латвийской ССР. Автореф. канд. дисс.
- РАУКАС А.: 1963. Распространение руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР. Изв. АН Эст. ССР, 12, 2. Таллин.
- СЕРЕБРЯННИЙ, Л. Р., РАУКАС, А. В.: 1967. Сопоставление готигляциальных краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах. Baltica, 3. Вильнюс.
- ТАРВИДАС Р.: 1957. Некоторые предварительные данные изучения кристаллических валунов на территории Литвы. Ин-т геол. и геогр. АН Лит. ССР, научн. сообщ., 4. Вильнюс.
- ТАРВИДАС Р.: 1960. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений на территории Литовской ССР. Сб. статей для XXI сессии междунар. геол. конгресса. Вильнюс.
- ТАРВИДАС Р.: 1965. Некоторые вопросы динамики неоплейстоценового ледника на территории восточной Литвы. Стратиграфия четв. отл. и палеогеогр. антропогена Юго-восточной Литвы. Вильнюс.
- ТАРВИДАС Р. И.: 1967. Динамика неоплейстоценового ледника на территории Литвы и Калининградской области. Вopr. геол. и палеогеогр. четв. периода Литвы. Вильнюс.
- ЧИРВИНСКИЙ В. Н.: 1914. Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова. Зап. Киевск. общ. естествоисп., 24, 2—3. Киев.
- ЯКОВЛЕВА, С. В.: 1955. Значение ледниковых валунов для познания геологического строения дна водных бассейнов. Матер. по геол. и полез. ископаемым, 2. Л.
- ЯКОВЛЕВА С. В.: 1963. Некоторые результаты изучения ледниковых валунов на юго-западном побережье Ладожского моря. Матер. по четв. геол. и геоморфологии, 90, 5. Л.
- ANDREE, K.: 1927. Silurische Geschiebe aus Ostpreussen. Schriften Physik.-Ökonom. Gesell. Königsberg-Preuss., 65, 2.
- ANDREE K.: 1927. Am Samland-Nordstrand gefundenes Sandsteigeschiebe. Schriften Physik.-Ökonom. Gesell. Königsberg-Preuss., 65, 2.
- BROTZEN F.: 1934. Erster Nachweis von Unterdevon im Ostseegebiete durch Konglomeratgeschiebe mit Fischresten. II (Paläontologie). Zeitschr. Geschiebe, 10.
- BROTZEN F.: 1933. Erster Nachweis von Unterdevon im Ostseegebiete durch Konglomeratgeschiebe mit Fischresten. I. Zeitschr. Geschiebe, 9.
- СЕРЕК А. Г.: 1969. Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. Geologie, 18, 6.
- De GEER G.: 1881. Några ord om bergarterna på Åland och flyttblocken derifrån. Geol. För. Förh., 5.
- DEUBEL F.: 1924. Über ein Rogensteingeschiebe von Treptow (Tollensee) in Vorpommern. Zentralbl. Miner. Geol. und Paläontol., 1924.
- ESKOLA P.: 1928. On Rapakivi Rocks from the Bottom of the Gulf of Bothnia. Fennia, 50, 27.
- ESKOLA P.: 1933. Tausend Geschiebe aus Lettland. Ann. Acad. Scient. Fennicae, ser. A, 39.
- ESKOLA P.: 1934. Über die Bottenmeerporphyre. Bull. Comm. géol. Finlande, 104, 111—127.
- ESKOLA P.: 1934. Prehnite Amygdaloid from the Bottom of the Baltic. Bull. Comm. géol. Finlande, 104, 132—143.
- GAIGALAS A.: 1959. Dzūkijos, Ašmenos ir Gardino aukštumų galinių morenų bei keiminių kalvų petrografiniai bruožai. Lietuvos TSR MA Geol. ir geogr. inst., Moksl. pranešimai, 9. Vilnius.
- HAUSEN H.: 1912. Data beträffande frekvensen af jotniska sanstensblock i de mellanbaltiska trakternas istidsaflagringar. Geol. För. Förh., 34.

- HAUSEN H.: 1912. Undersökning af porfyrblock från sydvestra Finlands glaciala aflagringar. Bull. Comm. géol., Finlande, 31.
- HAUSEN H.: 1913. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, 3.
- HEDSTROM H.: 1894. Studier öfver bergarter från morän vid Visby. Geol. För. Förh., 16.
- HEDSTROM H.: 1895. Om block of postarkäiska eruptiva Ostersjö bergarter från Gotska Sandön. Geol. För. Förh., 17.
- HESEMANN J.: 1933. Kurze geschiebekundliche Charakteristik junger nordischer Erzgussgesteine. Zeitschr. Geschiebef., 9.
- HESEMANN J.: 1933. Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. I. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin, 53.
- HESEMANN J.: 1934. Keine Basalttuffe in Ostpreussen! Zeitschr. Geschiebef., 10.
- HESEMANN J.: 1936. Zur Petrographie einiger nordischer kristalliner Leitgeschiebe. Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt, N. F. 173.
- HESEMANN J.: 1939. Zur Petrographie weiterer, hauptsächlich ostfenooskandischer Leitgeschiebe. Zeitschr. Geschiebef. 15.
- KORN J.: 1894. Über diluviale Geschiebe der Königsberger Tiefbohrungen. Jahrb. d. K. Pr. Geol. L.-A. f.
- KORN J.: 1927. Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande. Berlin.
- KRAUS E.: 1934. Über die Geschiebe in Lettland. Zeitschr. Geschiebef. 10, 2.
- KUMMEROW E.: 1925. Die Hauptbewegungsrichtung des diluvialen Inlandeises i Nordeuropa. Neues Jahrbuch Miner. Geol. und Paläontol. Abt. B, 52.
- KUMMEROW E.: 1927. Die Geschiebeforschung als Mittel zur Erforschung der Bewegungsrichtung des Inlandeises. Zbl. Miner., Geol., Paläontol. Abt. B, 13.
- KUMMEROW E.: 1928. Fortschritte der Diluvialgeologie. Geol. Rdsch., 19.
- KUMMEROW E.: 1930. Fortschritte der Geschiebeforschung. Zbl. Miner., Geol. und Paläontol., Abt. B, 4.
- KUMMEROW E.: 1932. Zur Frage der Bewegungsrichtung des nordischen Inlandeises. Geol. Rdsch., 23.
- KUMMEROW E.: 1935. Neue Forschungen über Herkunft, Transportwege and Verteilung der Geschiebe in Nordeuropa. Zbl. Miner., Geol., Paläontol., Abt. B, 5.
- KUMMEROW E.: 1954. Grundfragen der Geschiebeforschung. Geologie, 3, 1.
- LAITAKARI A.: 1925. Über das Jotnische Gebiet von Satakunta. Bull. Comm. géol. Finlande, 73.
- LUDWIG A. O.: 1967. Der präquartäre Untergrund der Ostsee. I. Wiss. Zeitschr. Univ. Rostock, 16, math.-nat. Reihe, 9/10.
- LUDWIG A., HEERDT S.: 1969. Die Geschiebeforschung als Hilfsmittel für die Pleistozän-Stratigraphie und die Bedeutung der Geschiebe für die Erforschung der Geologie des Ostseegrundes. Ber. Dtsch. Gess. Geol. Wiss., A 14, 2.
- MENDE F.: 1925, 1926. Typengesteine kristalliner Diluvialgeschiebe aus Südfinnland und Åland. I—Zeitschr. Geschiebef., 1 (1925), II—Zeitschr. Geschiebef. 2 (1926).
- METZGER A.: 1927. Zur Kenntnis des nordbaltischen Kambro-Silurs auf Åland und im südwestlichen Küstengebiet Finnlands. Fennia, 47, 12.
- MILTHERS V.: 1905. Woher stammen die sogenannten Rödö—Quarzporphyr—Geschiebe im baltischen Diluvium? Medd. fra Dansk. Geol. Forenh., 12.
- MILTHERS V.: 1909. Scandinavian Indicator-Boulders in the Quaternary deposits. Danmarks Geol. Undersøgelse, 2, 23.
- MILTHERS V.: 1929. Betydningsfulde Forekomster af Basaltblokke i Jylland. Medd. fra Dansk. Geol. Forening, 7.
- MILTHERS V.: 1933. Leitgeschiebe auf Gotland und Gotska Sandön, sowie die Heimat der Ostseeporphyre. Geol. För. Förh., 55, 1.
- MILTHERS V.: 1934. Die Verteilung Skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland. Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt, Neues Jahrb., 3, 2.
- MILTHERS V.: 1935. Nordostsjaellands Geologi. Danmarks Geol. Undersøgelse, 5, 3.

- MILTHERS V.: 1936. Eine Geschiebegrenze in Ostdeutschland und Polen und ihre Beziehung zu den Vereisungen. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin, 56.
- MILTHERS V.: 1936. Geschiebeuntersuchungen und Glazialstratigraphie. Zeitschr. Deutschen Geol. Gesell., 88.
- MILTHERS V.: 1939. Beiträge skandinavischer Leitgeschiebe für die Bestimmung der Vereisungsgrenzen. Zeitschr. Deutschen Geol. Gesell., 91.
- MONNICH G.: 1936. Quantitative Geschiebepprofile aus Dänemark und Nordostdeutschland mit besonderer Berücksichtigung Vorpommerns. Abh. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Greifswald, 15.
- MUNTHE H., HEDE, J. E., POST, L.: 1925. Gotlands Geologi. Sveriges Geol. Undersökning, ser. C, 331.
- OERTEL W.: 1925. Der Lias in Schleswig-Holstein. Neues Jahrb. Miner., Geol. und Paläontol. B, 52.
- OPIK A.: 1929. Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium). Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu, 15.
- OPIK A.: 1931. Über einige Krabonatgesteine im Glazialgeschiebe NW-Estlands. Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu, 25.
- ORTMANN P.: 1927. Über Oxfordgeschiebe von Zigankenberg bei Danzig. Zeitschr. Geschiebef., 3.
- RICHTER K.: 1929. Studien über fossile Gletscherstruktur. Zeitschr. Gletscherkde., 17.
- RICHTER K.: 1930. Die Textur des Geschiebemergels und ihre Bedeutung für die Erforschung des präglazialen Untergrundes. Zeitschr. Geschiebef., 6.
- RICHTER K.: 1932. Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. Zeitschr. Geschiebef., 8.
- RICHTER K.: 1933. Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. Abh. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Greifswald, 11, 63.
- RICHTER K.: 1936. Gefügestudien im Engebrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandsedimenten. Zeitschr. Gletscherkde., 24.
- ROEDEL H.: 1925. Geschiebestudien. Zeitschr. Geschiebef., 1.
- TARVYDAS R., GUDELIS V.: 1958. Paskutiniojo ir priešpaskutiniojo apledėjimo kristalinių vedamųjų riedulių pasiskirstymo dėsningumo Lietuvos TSR teritorijoje klausimu. Lietuvos TSR MA Geol. ir geogr. inst., Moksl. pranešimai, 6, Vilnius.
- TROEDSSON G. T.: 1927. Über die präglaziale Verbreitung des Kambrosilurs in Schweden und im Baltikum. Zeitschr. Geschiebef., 3.
- VELTHEIM V.: 1962. On the pre-Quaternary Geology of the Bottom of the Bothnian Sea. Bull. Comm. géol. Finlande, 200.
- VELTHEIM V.: 1969. On the pre-Quaternary Geology of the Bothnian Bay area in the Baltic Sea. Bull. Comm. géol. Finlande, 239, 1.
- VIIDING H.: 1955. Eesti NSV rändkivide petrografiast. LUS Aastaraamat, 48.
- VOIGT E.: 1931. Faziesstudien in der baltischen Kreide auf Grund neuerer Untersuchungen an Geschieben. Zeitschr. Geschiebef., 7.
- WIMAN C.: 1905. Studien über das nordbaltische Silurgebiet. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 6, 2.
- WIJK F. J.: 1881. Om fossilerna i Ålands silur-kalksten. Bidr. t. kännedom of Finlands Natur och Folk, 35.

Поступило: 2.5.1973

## SIGNIFICANCE OF EXARATION EFFECT ON THE BOTTOM OF THE BALTIC SEA IN PLEISTOCENE

by

A. GAIGALAS

SUMMARY

A part of the fragmental material in glacial drift of the Eastern and Southern Peribaltic regions is derived from the Baltic Sea bottom. The investigation of this material allowed us to estimate the effect of exaration to the development of the Baltic Sea bottom topography during the Pleistocene. The stages and the areas of exaration as well as the fragmental rocks originated from the bedrock of the Baltic Sea are described.

The glaciers repeatedly covered this territory have considerably modified the bottom topography of the Baltic Sea. The exaration surfaces are now covered by the glacial drifts and recent marine deposits.



## ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ БАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА И РИТМОСТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА

П. М. ДОЛУХАНОВ, Ленинград

В последние годы были получены палеогеографические и геохронологические данные, позволившие значительно уточнить историю балтийского бассейна в голоцене. Развитие балтийского бассейна в голоцене определялось сочетанием эвстатического фактора и фактора изостатического поднятия земной коры. На протяжении большей части голоцена Балтийское море составляло часть Мирового океана и изменение уровня этого бассейна обуславливалось эвстатическим изменением уровня океана. Только на протяжении анциловой стадии Балтика была автономным бассейном. Но и на этой стадии, как будет показано ниже, большое значение имели климатические факторы, общие для Северного полушария.

Иольдиевое море было первой собственно морской стадией в истории Балтики. Геохронологические исследования, проведенные в Эстонии (Кессел, Пуннинг, 1969а) позволили датировать эту стадию временем 10000—9300 лет назад, причем максимум иольдиевой трансгрессии приходился, вероятно, на 9700—9500 лет назад.

Гляциозостатическое поднятие Центральной Швеции, нарушившее связь Иольдиевого моря с океаном, привело к образованию замкнутого Анцилового озера. Радиоуглеродные датировки органических образований, связанных с образованиями Анцилового озера, позволили эстонским исследователям (Кессел, Пуннинг, 1969б) определить время существования этого бассейна. Фаза Эхинейского моря (ранняя фаза Анцилового озера) датируется: 9200—9000 лет назад; стадия собственно Анцилового озера имеет возраст: 8900—8000 лет назад. Максимум анциловой трансгрессии датирован: 8400—8200 лет назад.

Данные, имеющие отношение к стадии Анцилового озера были получены в результате исследования торфяника Сарнате, на балтийском побережье Латвийской ССР. В этом торфянике, ранее палеогеографически исследованном А. Дрейманисом (Dreimanis, 1947), на глубине 2,4—3,7 м (установленная мощность) была встречена толща известковых отложений, содержащая типичные бореальные спектры. Образование этой толщи связывается с Анциловым озером. На глубине 3,0—3,1 м был встречен прослой гипнового торфа, образование которого произошло, вероятно, во время регрессии, разделявшей две трансгрессивные фазы Анцилового озера. Радиоуглеродная датировка позволила установить возраст торфяного прослоя:  $8900 \pm 90$  лет назад (ЛЕ-899) Близкие значения

возраста были получены для аналогичных образований на островах Готланд (Lundqvist, 1965) и Эланд (Königsson, 1968).

Так как нет данных, позволяющих говорить о каком-либо изменении тектонического режима Скандинавии в бореальное время, колебания уровня Анцилового бассейна можно скорее всего объяснить климатическими причинами.

Соединение балтийского бассейна с Океаном вызвало продолжительную «анциловую регрессию». По данным, полученным в различных частях Балтики, эта трансгрессия произошла между 7800—7700 и 7200—7100 лет тому назад (Девирц, Маркова, Серебрянный, 1968). На Сарнатском торфянике анциловая регрессия охарактеризована серией радиоуглеродных определений:  $7860 \pm 60$  (ЛЕ-900),  $7680 \pm 80$  (ЛЕ-901),  $7500 \pm 80$  (ЛЕ-815),  $6980 \pm 80$  (ЛЕ-816).

Около 7200 лет тому назад в балтийском бассейне началась стадия Литоринового моря. Становится все более очевидным, что в литориновое и в послелиториновое время произошло несколько последовательных подъемов и спадов уровня моря (трансгрессивных и регрессивных фаз), синхронно проявившихся во всех частях балтийского бассейна. Так как Балтика на протяжении всего этого времени была связана с Мировым океаном, есть основания считать, что устанавливаемые колебания уровня моря были отражением эвстатических изменений уровня Океана.

На основании обобщения большого материала К. А. Мёрнер (Mörner, 1969) выделяет следующие трансгрессивные и регрессивные фазы в промежутке времени между 7100 и 2000 лет тому назад: трансгрессия (РТМ-2): 7100—6900, регрессия: около 6900, трансгрессия (РТМ-3): 6500—6300, регрессия: 6300—5900, трансгрессия (РТМ-4): 5900—5600, регрессия: 5600—5000, трансгрессия (РТМ-5): 5000—4600, регрессия: 4600—4300, трансгрессия (РТМ-6): 4300—4000, регрессия: 4000—3600, трансгрессия (РТМ-7): 3600—3000, регрессия: 3000—3100, трансгрессия (РТМ-8): 3100—1950 лет тому назад.

В западной части балтийского бассейна отчетливо выражена регрессия, происшедшая между 5600 и 5000 лет назад. К периоду этой регрессии относится образование ряда поселений культуры эртебелле-эллербек в прибрежных районах: Элинелюнд в Швеции:  $5410 \pm 210$  (Olsson, 1959) Аугустенхоф:  $5496 \pm 100$  и Будделин:  $5192 \pm 120$  лет назад на острове Рюген в ГДР (Kliewe, Lange, 1968).

Очень отчетливо устанавливается регрессия, происшедшая 4600—4300 лет назад. В течение этой регрессии возникли неолитические поселения на торфянике Сарнате (Ванкина, 1970) охарактеризованные серией радиоуглеродных дат:  $4639 \pm 100$  (Blp—769),  $4510 \pm 110$  (ЛЕ-814),  $4700 \pm 250$  (ТА-26),  $4490 \pm 250$  (ТА-24). Вероятно, ко времени этой же регрессии следует отнести возникновение неолитического поселения (нижнего культурного слоя) на торфянике Швянтойи в прибрежной части Литовской ССР (раскопки Р. К. Римантене):  $4400 \pm 55$  (Vs-23),  $4400 \pm 90$  (ТА-247),  $4225 \pm 70$  (ЛЕ-904),  $4100 \pm 60$  (ЛЕ-833).

К этой же регрессивной фазе, по всей вероятности, относится возникновение поселения Мультиберг на острове Зеландия, содержащую материалы позднего эртебелле и культуры воронковидных кубков:  $4780 \pm 100$  (среднее значение датировок К 123—129 и К 131—132) (Tauber, 1958).

В ряде пунктов фиксируется спад уровня моря, происшедший около 4000 лет назад. Во время этой регрессии существовало поселение культуры шнуровой керамики (верхний культурный слой) на торфянике Швянтойи:  $4120 \pm 80$  (ТА-246),  $4100 \pm 100$  (Vs-22),  $3860 \pm 50$  (ЛЕ-833).

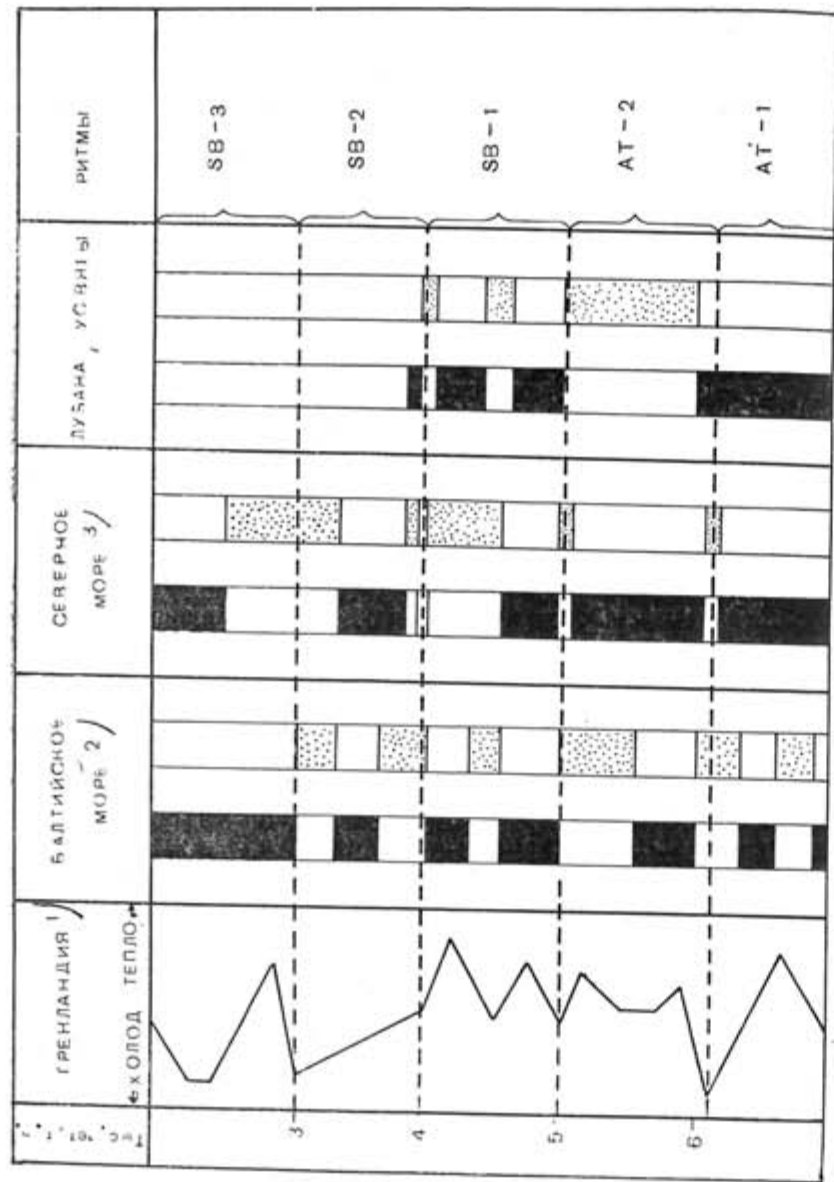
В течение последних лет были получены палеогеографические и геохронологические данные, позволившие пролить свет на послеледниковую историю некоторых озерных котловин, значительно удаленных от моря. В частности, такие данные были получены для Лубанской котловины на востоке Латвийской ССР и для Усвятской котловины на юге Псковской области (Долуханов, Микляев, 1969; Долуханов 1970; Долуханов, Купрук, 1971). Оба бассейна являются реликтами озерно-ледниковых водоемов. Повторное их обводнение произошло в бореальное или в начале атлантического времени. В течение атлантического и суббореального периодов в озерных котловинах произошел ряд повышений и понижений уровня воды, что нашло выражение в формах рельефа и в характере седиментации. Радиоуглеродные даты позволяют определить время трансгрессивных и регрессивных фаз. Первая трансгрессивная фаза датируется временем от 7200 до 6000 лет тому назад. Затем следует продолжительная регрессия: от 6000 до 4500 лет назад. Есть указания на то, что на протяжении этой регрессивной фазы имели место поднятия уровня: около 5500 и 5000—4600 лет тому назад. После хорошо выраженной регрессии около 4500 лет тому назад, происходит новая трансгрессия, сменяющаяся регрессивным спадом около 4000 лет тому назад. Кратковременная трансгрессия произошла между 4000 и 3800 лет тому назад, после чего произошло новое понижение уровня.

Интересно сравнить приведенные выше данные с палеогеографическими материалами, полученными на западном побережье Шлезвиг-Гольштейна (ФРГ). Согласно данным, приведенным Б. Менке (Menke, 1969), начало первой значительной ингрессии моря датируется 7200—7000 лет тому назад. Существенные регрессии произошли 6500—6000 и около 5000 лет назад. В ряде пунктов ФРГ и Голландии установлена регрессия, происшедшая 6200—6000 лет назад. Интенсивная ингрессия произошла 5000—4500 лет назад; она была прервана непродолжительной регрессией около 4800 лет назад. Значительная регрессия установлена между 4500 и 4000 лет назад. Около 4000 лет назад начинается новая ингрессия моря, прерванная кратковременной регрессией около 3800 лет назад. Окончание этой ингрессии датировано приблизительно 3400—3300 лет тому назад.

Приведенные факты позволяют сделать заключение о почти полном совпадении трансгрессивных и регрессивных фаз в бассейнах Балтийского и Северного морей. Причем это заключение оказывается справедливым как для морских бассейнов, так и для внутренних водоемов. И те и другие в своем развитии подчиняются определенной периодичности, по-видимому, свойственной всем природным процессам, проходившим в ландшафтной оболочке Земли в течение голоцена.

В этом отношении чрезвычайный интерес представляют недавно опубликованные палеоклиматические кривые, построенные на основании измерения отклонений соотношения изотопов кислорода ( $O^{18}/O^{16}$ ) в слоях гренландского льда (Dansgaard, Johnsen et al., 1969). На основании этих измерений, выявился четко выраженный перелом кривой (от холода к теплу), приходящийся на интервал времени 10500—10000 лет и соответствующий переходу от верхнедриасового к пребореальному климату, а также ряд менее значительных колебаний, происходивших в течение голоцена. В частности, были установлены следующие периоды потеплений: 9500, 9200, 8200, 6500 (сильное), 6200, 4300 (максимальное), 3400, 2000 и 1000 лет тому назад.

Нетрудно заметить удовлетворительное соответствие периодов потеплений, установленных в результате изотопного анализа гренландского льда с периодами трансгрессивных повышений уровня морских и



Соотношение трансгрессивных и регрессивных фаз Балтийского, Северного морей и внутренних водоемов Восточной Прибалтики.

1) по данным W. Dansgaard et al., 1970; 2) по данным К. Möller, 1969 и других авторов; 3) по данным В. Менке, 1969.

Условные обозначения: черное поле — трансгрессия, белое поле — регрессия

озерных водоемов. Так, потепление 9500 лет назад соответствует июль-летней трансгрессии, потепления 9200 и 8200 лет назад соответствуют двум трансгрессиям Анцилового озера. Последующие потепления соответствуют литориновым и послелиториновым трансгрессиям. Весьма вероятно, что установленное в толще гренландского льда чередование потеплений и похолоданий отражает короткопериодичную ритмичность, которая определяет развитие природных процессов в голоцене. Эти короткопериодические ритмы находят выражение в различных элементах ландшафтной оболочки: в чередовании трансгрессивных и регрессивных фаз в морях и внутренних водоемах, в чередовании влажных и сухих периодов, в развитии материковых дюн и почвенных комплексов (Jäger, Kliewe, 1969).

Продолжительность ритмов голоцена: 1000—1100 лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

- ВАНКИНА Л. В.: 1970, Торфяниковая стоянка Сарнате. Рига.
- ДЕВИРЦ А. Л., МАРКОВА Н. Г., СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р.: 1968. Контроль геологической оценки возраста древнебереговых образований Балтийского моря по  $C^{14}$ . Докл. АН СССР, т. 1829, № 6.
- ДОЛУХАНОВ П. М., МИКЛЯЕВ А. М.: 1969. Палеогеография и абсолютная хронология памятников эпох неолита и бронзы в бассейне Западной Двины. Сб. Голоцен, М.
- ДОЛУХАНОВ П. М.: 1970. О колебаниях уровня моря и внутренних водоемов Южной Прибалтики в голоцене. История Озер. Труды всег. симп. по осн. пробл. преснов. озер, т. II, Вильнюс.
- ДОЛУХАНОВ П. М., КУПРУК Э. В.: О колебаниях уровня Лубанского озера в голоцене (в печати)
- КЕССЕЛ Х., ПУННИНГ Я.-М.: 1969а. О распространении и стратиграфии отложений Нольдиевого моря на территории Эстонии. Изд. АН Эст. ССР, химия, геология, № 2.
- КЕССЕЛ Х., ПУННИНГ Я.-М.: 1969б. Об абсолютном возрасте голоценовых трансгрессий на территории Эстонии. Изв. АН Эст. ССР, т. XVIII, химия, геология № 2.
- DANSGAARD W., JOHNSEN S. J., MOLLER J., LANGWAY Jr. C. C.: 1963. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. Science, vol. 166, No 3903.
- DREIMANIS A.: 1947. Pollenanalytische Datierung archäologischer Funde von Sarnate, Lettland, und die Entwicklungsgeschichte des Sarnate-Moores. Contributions of the Baltic University, No 28.
- JÄGER K.-D., KLIEWE H.: 1969. Regionale Zusammenhänge und Differenzierung in der Holozänstratigraphie Mitteleuropas. Petermanns Geogr. Mitt. 113 Jg., H. 2.
- KONIGSSON L. K.: 1965. The Ancylus transgression in the Skade Mosse area, Öland. Geol. Fören i Stockh. Förh., vol. 90, p. 5—36, 1968.
- LUNDQVIST G.:  $C^{14}$ -dateringar från Gotland. Sver. Geol. Unders., sr. C, No 602.
- MENKE B.: 1969. Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 20.
- KLIEWE H., LANGE E.: 1968. Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. Petermanns Geogr. Mitt. 112 Jg. H. 4.
- OLSSON I.: 1959. Uppsala natural radiocarbon measurements I. Amer. J. Sci., Radiocarbon Suppl. I.
- TAUBER H.: 1956. Copenhagen natural radiocarbon measurements. Science, vol. 124.



by

P. M. DOLUKHANOV

SUMMARY

In the course of last years new important data related to the paleogeography and geochronology of the Baltic Sea were obtained. These data made it possible to draw a much clearer picture of the post glacial history of the sea and to date exactly its stages. The first marine stage of the Baltic, that of the Yoldia Sea, is dated to 10,000—9,300 yrs. B. P. Two phases of the Ancylus Lake separated by a clearly expressed regression are dated to 9,200—9,000 and to 8,900—7,800 yrs B. P. respectively. Thereafter follows a lengthy Ancylus regression which lasted from 7,800—7,700 to 7,200—7,100 yrs B. P.

Some 7,200 yrs. ago started the Litorina Sea stage which manifested itself in a row of regressions and transgressions which were synchronous throughout the Baltic basin and were probably due to minor fluctuations of the Ocean. Numerous investigations carried out in various parts of the Baltic basin enabled several authors to distinguish the following transgressive and regressive phases: transgression: 7,100—6,900; regression: about 6,900; transgression: 6,500—6,300; regression: 6,300—5,900; transgression: 5,900—5,600; regression: 5,600—5,000; transgression: 5,000—4,600; regression: 4,600—4,000; regression: 4,000—3,600; transgression: 3,600—3,000; regression: 3,300—3,100; transgression: 3,100—1,950 yrs. B. P.

Detailed investigations carried out in some lacustrine basins in Eastern Latvia and in Pskov district made it possible to establish the existence of numerous transgressions and regressions which took place in these basins in the course of Atlantic and Sub-Boreal forest zones and which were more or less synchronous with those of the Litorina Sea. Fluctuations of sea- and lake levels in the Baltic area were synchronous with ingresses and regressions of the North Sea as established in West-Germany and Holland (Menke, 1969).

A close study of paleoclimatic curves based on stable isotope analysis of the Greenland ice cores (Dansgaard et al., 1970) reveals a correlation between warm phases as established in the Greenland ice with sea- and lake transgressions in North Europe. There are reasons to suggest that thus established fluctuations reflect short term rythmes which determine the evolution of the landscape sphere of the Earth during the Holocene. The duration of the Holocene rythmes is ca. 1,000—1,100 years.

ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ  
ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН БАЛТИЙСКОГО МОРЯ  
В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

А. И. БЛАЖЧИШИН, Калининград

Считается установленным (Rosa, 1963; Saugamo, 1958), что в поздне- и послеледниковое время уровень бассейнов Балтики в тектонически стабильных районах нигде не падал более чем на 70—80 м ниже современного. Это значит, что районы современных глубоководных впадин после отступления последнего ледника всегда были покрыты водой, осадконакопление во впадинах было непрерывным. Изучение таких полных разрезов чрезвычайно важно для разработки стратиграфической схемы донных отложений и выяснения многих важных, еще зачастую спорных вопросов истории и палеогеографии Балтийского моря.

Цель настоящего сообщения состоит в выяснении условий формирования осадочной толщи впадин Балтийского моря на протяжении позднечетвертичного времени, включающего позднеледниковье и голоцен. Изменение климатических условий, гидрологического режима и баланса осадочного материала несомненно наложило отпечаток на литологический состав осадков и скорость их накопления на той или иной стадии развития Балтики. Различия в литологическом составе донных осадков в различных частях стратиграфического разреза будут отражать специфику осадкообразования в зависимости от степени влияния указанных выше факторов. Литологические данные, таким образом, могут служить важным критерием для разработки геохронологической схемы развития Балтийского моря.

Материалом для статьи послужили сборы проб донных отложений в 9 рейсах и/с «Профессор Добрынин», проведенных Атлантическим Отделением Института океанологии АН СССР в течение 1965—1970 гг. Всего в экспедициях получены пробы осадков с 2132 станций, в том числе 710 колонок вибропоршневой трубкой и 76 колонок — ударной. В районах глубоководных впадин получено более 50 колонок (рис. 1). Обработка полученных проб (механический, минералогический, химический анализы) осуществлялись в лаборатории геологии Атлантики АО ИОАН; споро-пыльцевой и диатомовый анализы (22 колонки) выполнены в Литовском НИГРИ и Институте озерадения АН СССР.

1. Строение и мощность позднечетвертичных отложений

В рельефе дна мелководного Балтийского моря выделяется несколько относительно глубоких котловин (рис. 1) — на западе Арконская (максимальная глубина 55 м), Борнохольмская (100 м); в центральной

части — Гданьская (119 м), Эландская или Западно-Готландская (114 м), наиболее обширная Готландская (249 м); в северной части — Южная и Северная Ландсортские (459 м), впадина Форё (207 м) и Северо-Балтийская впадина (210 м), продолжающаяся в осевой части Финского залива.



Рис. 1. Рельеф дна Балтийского моря и расположение станций с отбором колонок: 1 — станции с отбором колонок; 2 — колонки, для которых выполнен микропалеонтологический анализ; 3 — участки детальных вибробуровых работ; 4 — изобаты, м; 5 — положение литологического разреза. Впадины: А — арконская, Б — Борнхольмская, Г — Гданьская, Г — Готландская, Ф — Фарё, Э — Эландская; ЮЛ — Южная Ландсортская; СЛ — Северная Ландсортская; СБ — Северо-Балтийская.

Впадины Балтийского моря после отступления последнего ледника служили местом интенсивной аккумуляции тонкодисперсного обломочного материала. По данным изучения колонок акустически «прозрачные» осадочные слои, выделяющиеся на эхолотных записях, представлены позднеледниковыми и послеледниковыми отложениями — слабоуплотненными глинами и илами.

Отражающий горизонт представлен, очевидно, плотными моренными отложениями. Его поверхность очень неровная с локальными выступами, которые видимо являются огромными валунами. Ниже при-

водится описание обобщенного разреза глубоководных позднечетвертичных отложений.

По данным изучения нескольких длинных колонок (Давыдова и др., 1967; Ignatius, 1958) в основании позднеледниковой толщи залегают ленточные глины и алевриты, накопившиеся в приледниковых озерах. Вверх по разрезу ленточные осадки сменяются гомогенными. Наблюдающаяся в последних тонкая полосчатость ничего общего с ленточной слоистостью не имеет, поскольку в основании таких полос не выделяется базальных прослоев. Образование тонкополосчатых глин обусловлено видимо диагенетическими процессами. Возможно, эта полосчатость имеет сезонный характер.

Гомогенные глины в нижних частях разреза отличаются бурой окраской, которая кверху сменяется розовато-серой. Осадки самых верхних слоев имеют голубовато-серый цвет, что свидетельствует о постепенной смене окислительной среды осадконакопления на восстановительную. По механическому составу позднеледниковые глины исключительно тонкодисперсные — содержание пелита в них обычно превышает 90%, в том числе содержание субколлоидного пелита (фракция < 0,001 мм) достигает 50—70% от веса осадка. По вещественному составу глины каолинито-гидрослюдистые, иногда с существенной примесью хлорита, кварца и полевых шпатов. Они часто содержат повышенные количества железа (5—7%) и титана (до 0,6%), а иногда и обломочных карбонатов (до 22% CaCO<sub>3</sub>) и сравнительно мало органического вещества (0,21—0,54 C<sub>орг</sub>).

В верхней части склонов впадин, а иногда при пересеченном рельефе и в центральных их частях, позднеледниковые глины обнажаются на дне или прикрыты тонким (до 10—15 см) слоем голоценового осадка. В разрезе самих позднеледниковых отложений также иногда наблюдается стратиграфический перерыв или погрубение осадков.

По данным эхолотирования мощность «рыхлого» слоя, сложенного поздне- и послеледниковыми осадками, в южных впадинах (Борнхольмской, Гданьской) составляет около 6—12 м, а в Арконской еще меньше (Блажчинский и др., 1970). В северных же впадинах она значительно больше — до 20—25 м. Большая мощность этих отложений в северных впадинах объясняется близостью последних к краю отступавшего ледника, что означает большую интенсивность питания впадин осадочным материалом.

Наличие гомогенной толщи тонкозернистых осадков в котловинах Балтийского моря предполагает образование ее в условиях полного отсутствия каких бы то ни было движений воды. Это могло происходить, в частности, при длительном сохранении во впадинах глыб мертвого льда или плавающих льдов. Подобный генезис имеют гомогенные осадки Белого моря (Медведев и др., 1968), однако стратиграфически они относятся к голоцену. Гомогенные глины Балтики формировались, очевидно, начиная с аллереда или несколько позднее. Возраст их синхронно уменьшается в направлении с юга на север.

Вслед за Е. Н. Невеским и другими (Медведев и др., 1968) подобные отложения по генезису мы относим к ледниково-морскому или, в случае изолированного водоема, к ледниково-озерному типам. Впрочем, не исключено, что формирование гомогенных тонкодисперсных осадков происходило и без блокирующего влияния глыб льда. Современные аналоги балтийских глин описаны, в частности, Д. И. Гершановичем (1968) для залива Аляска, где при открытой связи с океаном происходит интенсивная садка тонкой ледниковой «муки».

Для ледниково-морских осадков, как видим, отнюдь не обязательно наличие больших примесей грубообломочного материала. Галька и гравий в гомогенных глинах встречаются лишь эпизодически, и, главным образом, в нижней части разреза.

В большинстве колонок глубоководных осадков вверх по разрезу позднеледниковые глины постепенно, без видимого несогласия переходят в голоценовые илы, поэтому граница между ними достаточно условна. Базальный горизонт на границе поздне- и послеледниковых осадков, который характерен для колонок из Ладожского озера (Семенович, 1966), здесь не установлен. Нижнеголоценовые осадки (особенно пребореальные) еще во многом подобные позднеледниковым, органического детрита поступало еще довольно мало в сравнении с относительно высокими темпами поставки кластического материала. Цвет осадков изменяется от розовато- и голубовато-серого до темносерого с зеленоватым оттенком.

В илах из центральных частей впадин наблюдается хорошо выраженная тонкая полосчатость (серо-зеленые, черные и светлосерые слои), а также гидротронлит в виде ярко-черных псевдостратифицированных включений размером до 1—1,5 см. По данным М. Хартманна (Hartmann, 1964) черные прослойки в керне из впадины Форё обогащены железом (до 8—9%) и органическим веществом ( $C_{орг}$  до 10%), в то время как в светлых прослойках определены высокие концентрации карбонатного марганца (до 11,7—13% Мп). Слоистость имеет диагенетический характер.

Самый верхний горизонт голоценовых осадков (0—10 см) представлен сильно обводненным творожистым илом с запахом  $H_2S$ . Осадок имеет пятнистую текстуру, обусловленную чередованием беспорядочно расположенных участков зеленовато-серого и черного цвета. В центральных частях Борнхольмской, Готландской и некоторых других впадин, где длительное время существуют условия стагнации, осадок имеет почти совершенно черный цвет, а значения  $Eh$  (—100 мв) осадков свидетельствуют о резко выраженных восстановительных условиях (Manheim, 1966). Ближе к периферии впадин отлагаются зеленовато-серые илы с более высокими показателями окислительно-восстановительного потенциала.

Современные илы (мелкоалевритовые, алеврито-пелитовые и пелитовые) Балтийского моря (горизонт 0—10 см) состоят преимущественно из каолинито-гидрослюдистого материала, местами со значительной примесью монтмориллонита, вермикулита и смешаннослойных образований. В алевритовых фракциях доминируют кварц, полевые шпаты, глауконит, слюды и гидрослюдистые агрегаты; кроме того, в них встречаются в заметном количестве аутигенные образования — карбонаты марганца, сульфиды и фосфаты железа, барит, а также скелетные остатки диатомей. Илы в общем содержат кларковые количества таких компонентов как Fe, Ti, P и повышенные концентрации органического углерода, аморфного кремнезема, а местами (стагнированные осадки) — и марганца.

Голоценовые осадки в составе осадочной толщи Балтийского моря выделены по литологическим признакам и результатам спорово-пыльцевой и диатомового анализа колонок. Их мощность во впадинах оценивается в среднем в 2—3 м (Блажчишин и др., 1970).

## 2. Литологические комплексы в колонках из Готландской и Борнхольмской впадин

Подробное изучение литологического состава поздне- и послеледниковых отложений выполнено для трех колонок из центральных частей Готландской (ст. 782, глубина 226 м), Борнхольмской (ст. 1492, глубина 85 м), Гданьской (ст. 276, глубина 95 м) котловин. Для этих колонок в Институте озерадения АН СССР выполнены спорово-пыльцевой

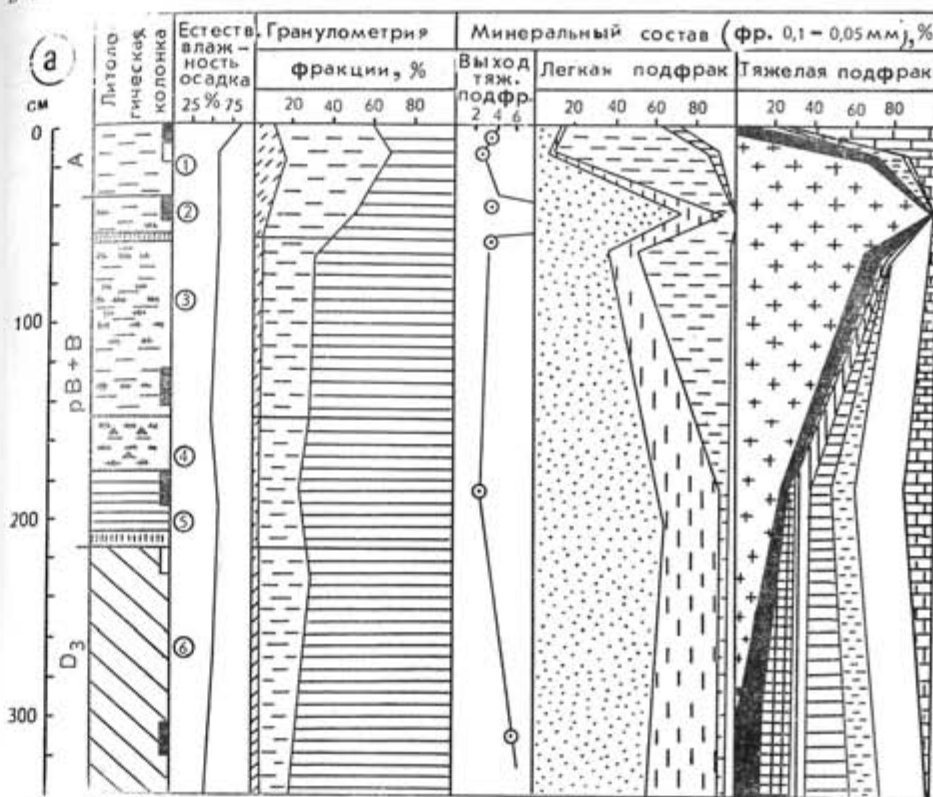


Рис. 2а. Литологический состав донных осадков колонки ст. 782 (гл. 226 м). Минералогия: 1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — карбонаты; 4 — глауконит; 5 — слюды и хлорит; 6 — амфиболы; 7 — пироксены; 8 — минералы группы эпидота; 9 — гранаты; 10 — черные рудные; 11 — пирит; 12 — остальные минералы.

(аналитик В. И. Хомутова) и диатомовый (аналитик Н. Н. Давыдова) анализы. Результаты этих анализов рассматриваются в другой статье настоящего сборника — Блажчишин и др. «Спорово-пыльцевой и диатомовый анализ четырех колонок донных отложений южной и центральной Балтики».

В изученных колонках выделено три палинологических комплекса. Нижний комплекс приледникового типа предположительно отнесен к позднему дриасу или пребореалу, средний — к нижнему голоцену, верхний — к послебореальному времени.

На рис. 2а, б, в графически изображен литологический состав осадков в колонках 782, 1492 и 276. Как видно из рисунка, по различию в механическом и минералогическом составе осадков в первых двух колонках отчетливо фиксируется несколько литологических горизонтов, почти совпадающих по интервалам с палинологическими комплексами. Самый нижний литологический комплекс наиболее полно представлен в колонке



276 (Гданьская впадина), вскрывшей 4-х метровую толщу однородных глин. Этот комплекс отличается накоплением слабо устойчивых к выветриванию минералов (полевых шпатов, карбонатов, амфиболов) в крупноалевритовой фракции осадков, что может свидетельствовать о холодных климатических условиях на территории питающих провинций. Особенно это характерно для нижней части разреза (горизонт 242—398 см), где осадок имеет местами отчетливый ленточный облик. Формирование комплекса происходило очевидно в позднеледниковое время.

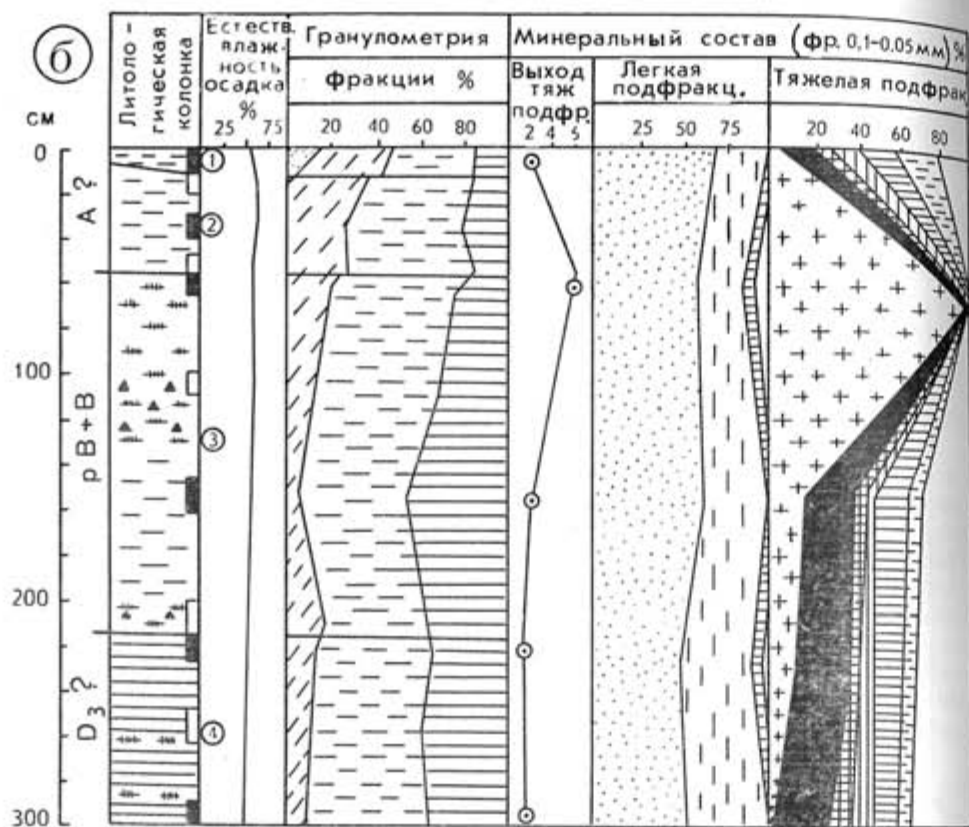


Рис. 25. Литологический состав донных осадков колонки ст. 1492 (гл. 85 м). Литология: 13 — ил; 14 — ил с гидротроилитом; 15 — плодородная голубая глина; 16 — розовато-серая и буряя глина; 17 — ленточная глина; 18 — включения твердой глины; 19 — прослойки гидротроилита; 20 — номера слоев; 21 — место отбора образцов на механический анализ; 22 — место отбора образцов на минералогический анализ; 23 — стяжения мельникопита.

В следующем по разрезу литологическом комплексе при незначительном укрупнении осадка характер минерального спектра меняется в сторону постепенного увеличения содержания устойчивых минералов — кварца, рудных, а затем также слюд и диагенетических минералов. Химические анализы показывают увеличение содержания органического вещества — с 0,25—0,35 до 0,40—0,49%  $C_{орг}$  в колонке ст. 782; появляются включения гидротроилита и стяжения мельникопита. Значительная мощность слоя свидетельствует о сохраняющихся высоких скоростях седиментации. Все это свидетельствует о формировании горизонта в переходном по характеру климатических и седиментационных условий периоде. Такие условия характерны для нижнего голоцена (пребореал и низы бореала).

В третьем литологическом комплексе наблюдается довольно значительное погребение осадков за счет уменьшения количества субколлоидного пелита. Это могло быть вызвано как изменением условий выветривания на водосборной площади, так и изменением гидрологического режима в водоеме. Тяжелая подфракция крупноалевритового материала почти представлена пиритом, что свидетельствует о резко восстановительной среде и более усиленной поставке органического вещества (0,53—0,62%  $C_{орг}$ ). Горизонт стратиграфически сопоставляется с верхней бореальной климатической фазы (отложения анцилового озера).

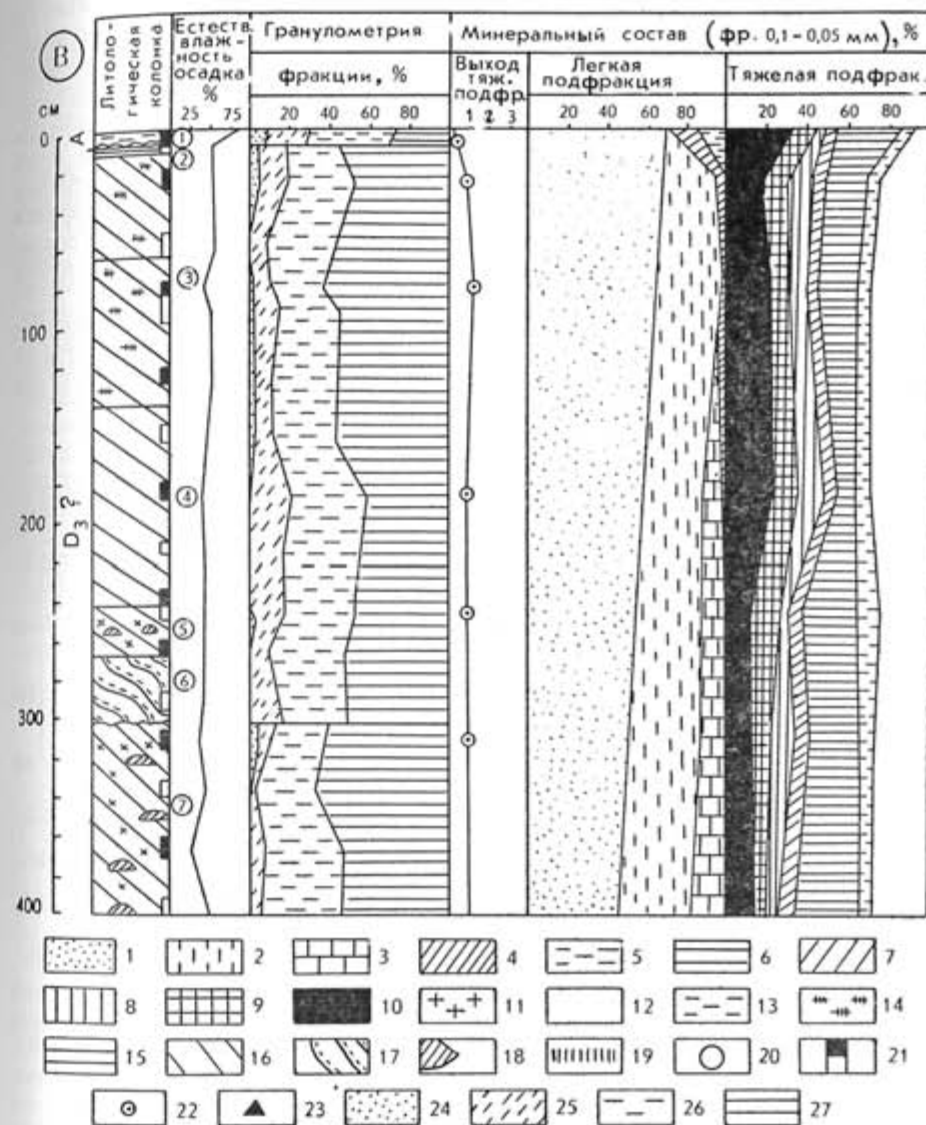


Рис. 26. Литологический состав донных осадков колонки ст. 276 (гл. 95 м). Гранулометрия: 24 — фракция >0,1 мм; 25 — фракция 0,1—0,01 мм; 26 — фракция 0,01—0,001 мм; 27 — фракция <0,001 мм.  $D_3$  — верхний дриас; pV+B — нижний голоцен; А — средний и верхний голоцен

Наконец, четвертый комплекс характеризует самый верхний (0—37 см) горизонт колонки из Готландской впадины. Механический анализ осадка показывает возрастание роли более грубого алевритового материала, минералогический состав которого характеризуется преобладанием аутигенных минералов (особенно карбонатов). Содержание  $S_{org}$  повышается в 7—8 раз относительно нижележащего слоя и достигает 3,4—4,1% (ст. 782). Горизонт отложился в послепереальное время.

### 3. Основные черты формирования позднечетвертичной толщи

В позднеледниковое время по мере отступления края ледника приледниковый тип седиментации, выразившийся в накоплении ленточных осадков, сменяется ледниково-морским или (что то же самое) ледниково-озерным типом. Этот тип характеризуется накоплением гомогенных осадков в условиях окислительной среды при длительном существовании глыб мертвого или плавающего льда. В наиболее глубоких частях бассейна формировались тонкодисперсные глины, сменяющиеся ближе к периферии впадины песчанистыми глинами. В тех мелководных районах, где сохранились от размыва позднеледниковые осадки, последние представлены монотонной немой толщей алевритов и песков.

В пребореале седиментация во впадинах еще во многом подобна позднеледниковой. Слабо окислительная среда постепенно сменяется на восстановительную. Хотя скорость осадконакопления и уменьшилась, она

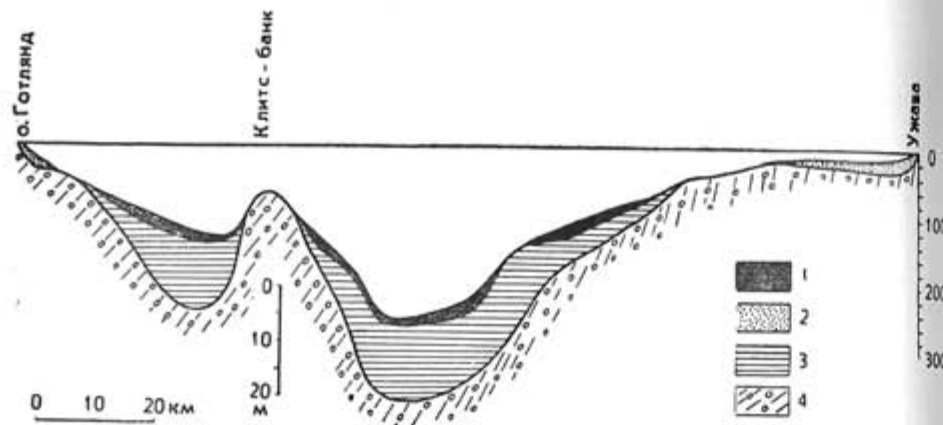


Рис. 3 Распределение мощностей позднечетвертичных осадков на разрезе через Готландскую впадину

1 — послепереальные осадки; 2 — мелководные позднечетвертичные осадки; 3 — нижнеголоценовые и позднеледниковые осадки; 4 — моренные отложения.

все же остается довольно значительной. Мощность нижнеголоценовых (пребореальных и бореальных) слоев в колонке из Готландской впадины составляет около 2 м. Если принять продолжительность нижнего голоцена в 2000 лет, то скорость седиментации составит значительную величину — 1 мм в год. Предполагается, что мощность нижнеголоценовых слоев и, особенно пребореального горизонта в северной Балтике еще более значительна, а литологический состав последнего подобен литологическому составу осадков позднего дриаса из более южных районов.

Существенное замедление скорости осадконакопления произошло в конце бореального периода. К этому периоду приурочен климатический

оптимум, фиксирующийся поглубинением осадков, обилием в них спор и пыльцы и, что особенно характерно, накоплением Fe в виде пирита. «Пиритовый» горизонт является маркирующим, разделяющим бореальные и атлантические слои. Он установлен и в осадках Ботнического залива (Ignatius, 1958).

Для позднеледникового, пребореального и бореального времени характерно заполнение осадками преимущественно центральных частей котловины (рис. 3). Принципиально иную картину мы наблюдаем для среднего и верхнего голоцена.

С началом литориновой трансгрессии, когда эвстатический подъем уровня океана привел к прорыву соленых вод в Балтику, сформировалась плотностная стратификация водной толщи и циклоническая система течений, препятствующие существенному накоплению осадков в центре котловины. Наибольшей мощности (до 0,7—1,0 м) послепереальные осадки достигают ближе к периферии впадин, в нижней части их склонов (рис. 3). В Готландской котловине (ст. 734) скорость седиментации на таких участках составляет примерно 0,1 мм/год, тогда как в наиболее глубокой ее части она в 2 раза меньше.

Основные черты осадочного процесса в литориновую стадию остались такими же и для последующего времени. Низкие темпы поставки осадочного материала с суши и периодически возникающие во впадинах условия стагнации определяют развитие процессов аутигенного минералообразования. Изменяется баланс осадочного материала в сторону увеличения роли органического вещества, продуктов химического выветривания и продуктов механической эрозии дна. В отличие от позднеледниковья и нижнего голоцена наибольшие по мощности толщи формируются не в северных, а в южных котловинах — особенно в Гданьской впадине, где аккумулируются выносы крупнейших балтийских рек — Вислы и Немана и продукты абразии берегов Самбийского полуострова.

**Благодарности.** Выражается признательность сотрудникам Института Озероведения АН СССР Квасову Д. Д., Давыдовой Н. Н. и Хомутовой В. И. за предоставленные результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов.

### ЛИТЕРАТУРА

- БЛАЖЧИШИН А. И., ЛИТВИН В. М., ЛУКОШЯВИЧЮС Л., РУДЕНКО М. В.: 1970. Новые данные по рельефу дна и строению осадочной толщи центральной части Балтийского моря. *Baltica*, 4. Вильнюс.
- ГЕРШАНОВИЧ Д. Е.: 1968. Некоторые особенности палеогеографии крайнего севера Тихого океана в позднечетвертичное время. *Изв. АН СССР, сер. геогр.*, 6.
- ДАВЫДОВА Н. Н., ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., КВАСОВ Д. Д., МАСИЦКА Г., СПИРИДОНОВА Е. А.: 1967. Диатомовый и споро-пыльцевой анализы колонки донных отложений Гданьской впадины Балтийского моря. *ДАН СССР*, т. 177, № 6.
- МЕДВЕДЕВ В. С., НЕВЕССКИЙ Е. Н., ПАВЛИДИС Ю. А., ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1968. Рельеф и история формирования в голоцене южного побережья Кольского полуострова. *«Океанология»*, 2.
- СЕМЕНОВИЧ Н. И.: 1966. Донные отложения Ладожского озера. «Наука», Л.
- HARTMANN M.: 1964. Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee. *Meyniana*, Bd. 14, 53.
- IGNATIUS H.: 1958. On the rate of sedimentation in the Baltic Sea. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 180.

- IGNATIUS H., KUKKONEN E., WINTERHALTER B.: 1966. Notes on a pyritic zone in upper ancyclus sediments from the Bothnian Sea. Bull. Géol. Soc. Finland, No 40.
- MANHEIM E.: 1966. A geochemical profile in the Baltic Sea. Geochim. et Cosmochim. Acta, 25, No 1.
- ROSA B.: 1963. O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Studia Soc. Sc. Toruniensis, Toruń.
- SAURAMO M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Sc. Fenn., ser. A, III, 51.

Поступило: 2.9.1973

## FORMATION OF SEDIMENTARY STRATA IN THE BALTIC DEEP-SEA BASINS DURING THE LATE QUATERNARY

by

A. I. BLASHCHISHIN

### SUMMARY

The important role of lithological data for the stratigraphic division of the late-Quaternary bottom deposits is shown as a result of detailed study (grain-size, mineralogy, chemistry) of the three cores taken from Baltic deep-sea basins.

The formation of sedimentary strata during the late-Glacial period occurred under oxidizing conditions and presence of dead of drift ice in the basins. Muds with hydrotroilite and melnikovite were accumulating in basins during the early Holocene with decreasing rate of sedimentation. The late-Ancylus sediments are characterized by the "pyritic" layer which is a reference horizon, separating deposits of Boreal and Atlantic times. The late-Glacial and early-Holocene sediments reach their greatest thickness in the central parts of the northern basins situated near to the waning glacier edge. The Middle-late Holocene sediments are characterized by accumulation of organic matter and authigenic carbonates produced under conditions of periodical stagnation and low-rate sedimentation in the central parts of the basins. During the post-Boreal period the thickest sequences of sediments were formed in the southern basins of the Baltic Sea.

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИИ СОВРЕМЕННЫХ БЕРЕГОВ ПРИ ВЫЯСНЕНИИ ИСТОРИИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

К. К. ОРВИКУ *мл.*, Таллин

В пределах Эстонского побережья четко выраженные абразионные и аккумулятивные береговые образования распространяются прерывисто, что затрудняет изучение геологической истории побережья (Кессел, 1961 и др.). Изучение современного морского берега Эстонии позволило выяснить, что такой характер берегов предопределен литологией и рельефом коренных пород и четвертичных отложений, а также постепенным тектоническим поднятием береговой зоны (Orviku, Orviku jun., 1969).

Первичный рельеф, подвергающийся в современное время волновым процессам — равнинный с небольшими относительными высотами; среди покровных отложений широко представлены ледниковые и флювиогляциальные отложения, особенно часто морена. Вследствие этого берега здесь в общем отмелье, а береговая линия сильно расчленена. В условиях постепенного поднятия береговой зоны продолжительность береговых процессов на определенном уровне сравнительно небольшая. В связи с этим современные морские берега достигают обычно только раннего этапа развития выравнивающихся бухтовых берегов и на этом же этапе отмирают.

Такое направление развития берегов характеризует также регрессивные фазы всех стадий Балтийского моря на Эстонском побережье. Лишь в трансгрессивные фазы (B<sub>3</sub>, A<sub>1</sub>, L<sub>1</sub>, L<sub>II</sub>) развития Балтийского моря выравнивание первичного расчленения бухтового берега была более значительной (Кессель, Раукас, 1967). Постоянство развития морских берегов Эстонии в позднеледниковое время и в голоцене дает возможность применять закономерности развития и динамики современных берегов для более детального изучения древних береговых образований.

Пожалуй, наиболее важным и в то же время наиболее сложным является установление по древним береговым образованиям бывшего среднего уровня воды. Он, как правило, определяется приблизительно, с точностью не более  $\pm 1$  м. Уровни определяются по высоте подножия абразионных и аккумулятивных береговых форм, в частности береговых валов, состоящих из грубообломочного материала.

Как показывает опыт изучения современных морских берегов Эстонии, наблюдаемое в природе подножие береговых валов на отмелях, поднимающихся берегах фиксирует не средний уровень воды, а уровень нагонных вод, превышающий примерно до 1,5 м средний уровень.



Для примера укажем на песчаный аккумулятивный берег Клоога-Ранд. Ширина пляжа здесь сравнительно небольшая и не превышает в вершине залива 20 м. Современная береговая зона в сторону суши заканчивается полосой невысоких авандюн. При средних штормовых волнениях волны не достигают подножия авандюн. Лишь в условиях очень сильных штормов, сопровождающихся эпизодически высоким уровнем нагонных вод, размывается подножие авандюн. Поэтому при определении средней береговой линии по подножию авандюн из этой величины



Рис. 1. Невысокий клиф и уступ на о. Осмуссаар, расположенные на разных уровнях, но являющиеся разновозрастными.

следует, конечно в определенных условиях, вычесть в среднем до 1,0 м, что соответствует высоте эпизодического нагонного уровня. При изучении древних береговых образований высота бывшей береговой линии в пределах песчаных берегов с береговыми дюнами нередко определяется по высоте подножия береговых дюн, как наиболее четко выраженного прогиба в поперечном профиле бывшей береговой зоны. Установленная таким образом высота береговой линии превышает фактическую высоту до 1,5 м.

Вторым примером сказанного может служить абразионный берег острова Осмуссаар, где в ордовикских карбонатных породах выработан клиф высотой около 2,5 м. На бровке клифа в древних гравийно-галечных отложениях находится уступ высотой более 2 м (рис. 1). При среднем многолетнем уровне абрадируется стенка клифа. Однако во время очень сильных штормов и эпизодически высокого уровня нагонных вод заплески волн доходят до уступа в рыхлых отложениях, размывая их. Таким образом, и уступ является современным активным образованием береговой зоны.

Получается, что в одном и том же месте в поперечном профиле современной береговой зоны наблюдаются два изгиба: около средней бере-

говой линии и примерно на 2,5 м выше ее. Оба изгиба — современные. Соответственно этому как клиф в известняках, так и обрыв в рыхлых отложениях являются практически разновозрастными.

Опыт изучения современных берегов Эстонии показывает также, что подножие береговых валов на низменных берегах часто находится не только значительно выше среднего уровня воды, но и на значительном расстоянии в сторону суши от средней береговой линии. Особенно часто эта закономерность прослеживается у щебневых береговых валов дон-

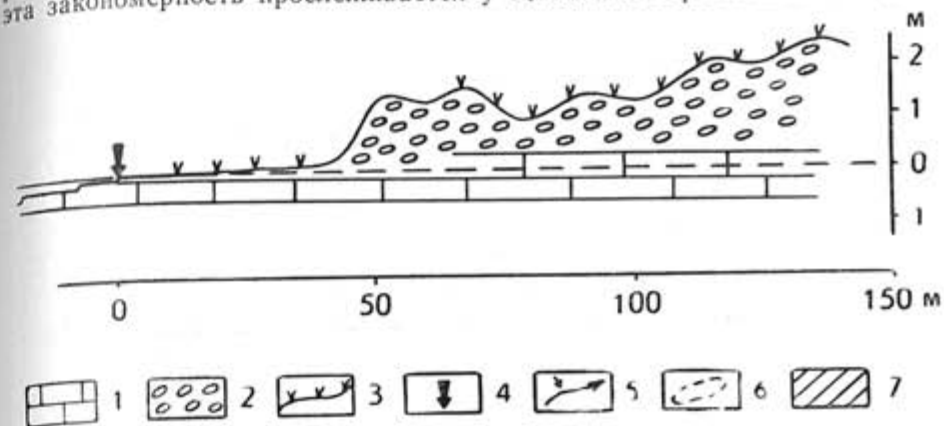


Рис. 2. Схематический разрез низменного берега, где береговые валы образуются на некотором расстоянии от средней береговой линии, за задернованной полосой. Условные обозначения (для рис. 2, 4, 6, 7): 1 — карбонатные породы, 2 — щебень, 3 — растительность, 4 — средняя береговая линия, 5 — направление перемещения наносов, 6 — подводная аккумулятивная форма, 7 — суша.

ного питания, являющихся специфическими образованиями как на современных, так и на древних берегах Эстонии.

Примером этого могут служить скальные берега, образующиеся в районе распространения силурийских карбонатных пород в условиях пологого коренного рельефа. Для таких берегов характерны подводная абразия известняков и выброс каменного материала на берег, т. е. данное питание. В случае сильной отместности берегов аккумуляция наносов и образование береговых валов донного питания происходят не у среднего уреза воды, а при сильных штормах во время нагонного уровня вод на значительном расстоянии от него в сторону суши (рис. 2). В условиях же среднего уровня воды на таких берегах к береговой линии подходят волны лишь небольших параметров, которые не могут выбрасывать большое количество крупнообломочного материала на значительные высоты и расстояния от средней береговой линии. Характерно, что полоса между средней береговой линией и современным береговым валом уже покрыта растительностью. В районе распространения древних береговых форм определение расположения прежней береговой линии по подножию таких береговых валов могло бы привести к ошибке.

Для регрессивных морских берегов Эстонии нередко характерны наклонные аккумулятивные террасы. Одной из предпосылок образования последних является более или менее крутой склон первичного рельефа. Чем выше расположены береговые валы, образующие такие террасы, тем они древнее.

Определение высоты древней береговой линии, т. е. среднего уровня моря по гребням или по межваловым ложбинам в большинстве случаев требует знания динамики современного берега аналогичного строения.

Для примера рассмотрим одну такую наклонную аккумулятивную террасу, состоящую из нескольких щебневых береговых валов, строение и распространение которых нами детально исследовано (рис. 3).

Высота самого молодого, т. е. современного, активного, развивающегося, берегового вала — около 2,5 м. Видимая высота от межвальной ложбины до гребня следующего, несколько выше расположенного вала — около 1 м. Разница в относительной высоте валов обусловлена тем, что каждый более молодой береговой вал в большей или меньшей мере за-

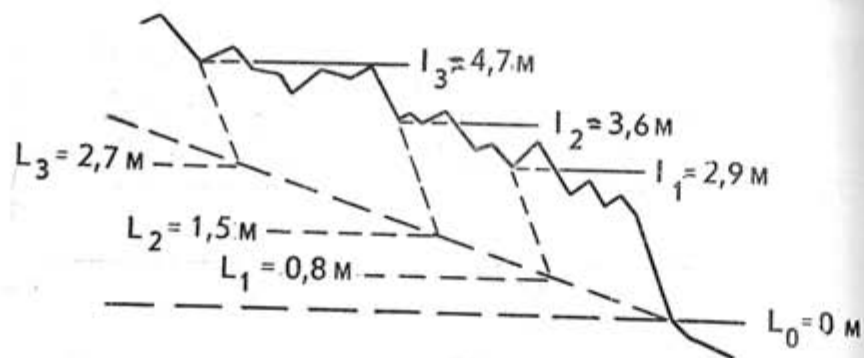


Рис. 3. Схематический разрез аккумулятивной террасы.  
 $L_0$  — современный средний уровень,  $I_1$ — $I_3$  — видимое подножие древних валов,  $L_1$ — $L_3$  — истинное подножие древних валов.

крывает и морской склон предыдущего вала. Для выяснения истинного подножия последнего необходимо восстановить первичный рельеф этого вала. Только таким образом можно установить истинную высоту береговой линии во время образования вала того или другого этапа развития метакронной наклонной аккумулятивной террасы.

В приведенном примере (см. рис. 3) истинная высота береговых линий  $L_1$ — $L_3$  примерно на 2 м меньше видимой высоты подножия береговых валов  $I_1$ — $I_3$  (в межвальных ложбинах). Это необходимо учитывать при определении бывших средних уровней моря по строению наклонных аккумулятивных террас.

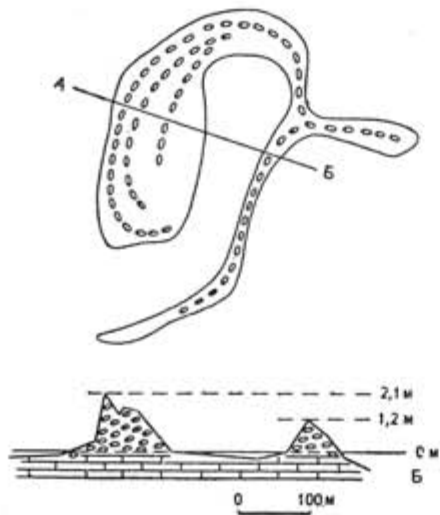


Рис. 4. Схематический план небольшого аккумулятивного острова и геологический разрез по линии А-Б.

При определении высоты уровня моря на регрессивных отмелях берегах по высоте гребня вала необходимо иметь в виду, что высота одновозрастных береговых валов однородного гранулометрического со-



Рис. 5. Один из районов распространения щебневых береговых валов на о. Саяремаа. Самый молодой вал (светлый щебень) выше более древних (темный щебень).

става может быть разной и зависит от уклона береговой зоны, экспозиции берега, гидродинамических условий и т. д.

На рис. 4 приводится схематический геологический разрез одного небольшого аккумулятивного острова, образовавшегося за счет донного питания щебневым карбонатным материалом. Отчетливо видно, что береговой вал, образовавшийся на наветренной стороне острова (господствующее направление сильных ветров — северо-западное), имеет в высоту больше двух метров. Высота же берегового вала, расположенного на подветренной стороне острова, на расстоянии лишь нескольких сот метров от первого, едва превышает один метр.

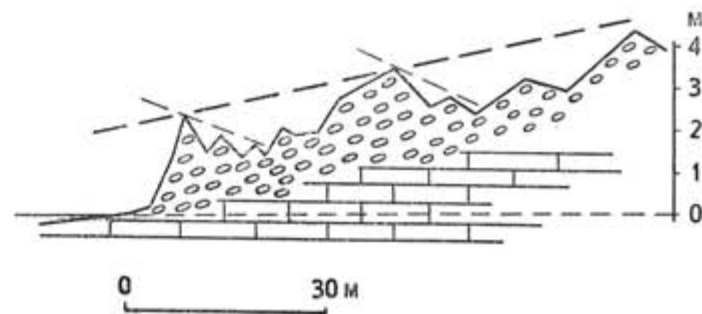


Рис. 6. Схематический геологический разрез аккумулятивной террасы. Тонкой прерывистой линией показано понижение гребней валов в сторону суши, говорящее как бы о погружении берега, толстой прерывистой линией — общее понижение гребней валов, указывающее на реально существующее поднятие берега.

В пределах небольшого аккумулятивного мыса на соседнем острове, так же как и в предыдущем случае, высота современного вала на наветренной стороне мыса более 2 м. На расстоянии лишь 100 м отсюда, на подветренном берегу мыса, высота современного синхронного берегового вала не превышает 1,5 м.

Аналогичные примеры можно привести и для бухтового берега, на мысах которого высота береговых образований больше, чем на боках заливов, где энергия волн слабее.

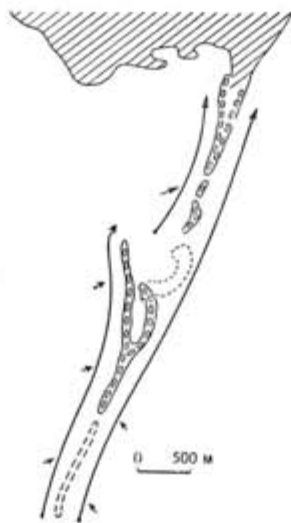


Рис. 7. Морфодинамическая схема косы донного питания.

Во время очень сильных штормов, происходящих в среднем раз в столетие, могут образоваться береговые валы высотой, значительно превышающей высоту ранее образовавшихся валов (рис. 5). При образовании тех и других средний уровень воды был одинаковым. Однако наблюдаемая в природе картина напоминает картину, характерную для погружающейся береговой зоны и может привести исследователя к ошибочным выводам.

Для иллюстрации этого приводится схематический геологический разрез аккумулятивной террасы, состоящей из ряда валов, сложенных карбонатным щебнем (рис. 6). На рисунке хорошо видно, что современный береговой вал выше расположенных за ним двух более древних валов. Однако это еще не доказывает, что в данном случае мы имеем дело с погружением береговой зоны. Последний, самый высокий береговой вал образовался во время очень сильного шторма при чрезвычайно высоком нагонном уровне. Такое соотношение высот гребней валов, показанное на рисунке тонкой прерывистой линией, с наклоном в сторону суши, наблюдается и на более высоком уровне. Однако общая картина расположения береговых валов (толстая прерывистая линия с наклоном в сторону моря) показывает все же, что мы имеем дело с общим понижением гребней валов в сторону моря, что и свидетельствует о регрессии моря.

Хотя в данной статье главное внимание уделяется вопросам определения высоты и расположения древней береговой линии, следует коротко остановиться еще на одном вопросе палеодинамики береговой зоны. Общеизвестно, что косы развиваются в сторону открытого моря, что служит одновременно индикатором направления перемещения наносов вдоль

берега. Однако в пределах отмелого берега в Эстонском береговом районе установлено, что иногда рост косы за счет выбрасываемого с берегового склона материала идет в направлении открытого моря, а перемещение материала вдоль берегов косы происходит в направлении, обратном направлению роста косы. В данном случае (рис. 7) на отмелом подводном береговом склоне происходит размыв морены и флювиогляциальных отложений. Более крупные продукты размыва (гравий, галька) выбрасываются на подводную валообразную часть косы, постепенно наращивая ее. В то же время под действием господствующего волнения с юго-западного и юго-восточного направлений грубообломочный материал по обеим сторонам этого вала перемещается на север и накапливается в надводной части косы, вследствие чего последняя удлиняется в южном направлении.

Приведенные примеры показывают, что исследования развития и динамики современных регрессивных отмелых морских берегов Эстонии позволили выявить ряд характерных черт в строении грубообломочных аккумулятивных береговых образований, которые следует учитывать при восстановлении береговой линии, уровня воды, динамики берега в прошлом по древним береговым формам, образовавшимся в условиях регрессии моря. Они должны быть учтены и при изучении древних береговых образований трансгрессивных фаз развития Балтийского моря.

#### ЛИТЕРАТУРА

- КЕССЕЛ Х.: 1961. Древние береговые образования бассейна Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, VIII.  
 КЕССЕЛ Х., ПАУКАС А.: 1967. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринского моря в Эстонии. Ин-т геол.-АН ЭССР. Таллин.  
 ОРВИКУ, К., ОРВИКУ, К. jun.: 1969. Über die Beständigkeit der Entwicklung der Küsten im Estländischen Küstengebiet in der Spätglazial, im Holozän und in der Gegenwart. ENSV TA toimet., Keem., Geol., 18, nr. 2.

Поступило: 29.3.1972

#### APPLICATION OF THE RESULTS OF RESEARCHES INTO THE GEOLOGY OF CONTEMPORARY SHORES IN THE ELUCIDATION OF THE HISTORY OF THE BALTIC SEA

by

K. ORVIKU jun.

#### SUMMARY

Within the boundaries of the Estonian sea coast, the natural conditions were about equal both in the Lateglacial and the Holocene. Correspondingly, in the character of the development of the shores the



same trends were prevailing which gives us the possibility of applying the trends of development and the dynamics of the contemporary shores in the study of the ancient coastal formations.

A primary and complicated task is the establishment of the former mean sea level of the basins which is assessed according to the foot of the ancient coastal formations.

As the study of the contemporary seashores shows, the foot of the accumulative coastal formations (cliffs, beach ridges, foredunes) on the low emerging shores corresponds not to the mean sea level, but to the level of the exceptionally high water, which exceeds the mean sea level by up to 1.0 m (Fig. 1). This is the result of the fact that the acute corners in the cross-section of the coastal relief develop owing to the powerful surf caused by the exceptional high water.

It has also been stated that the foot of beach ridges on low coasts is often located at a considerable distance from the mean shoreline, towards the land-side (Fig. 2). This phenomenon is also a cause of the exceptional high water.

In most cases the determination of the height of the ancient shoreline according to furrows within the limits of accumulative terraces requires a good knowledge of the dynamics of the contemporary shores of an analogical structure: the visible foot or the furrow may be by up to 2 m higher than the actual base since the latter is often covered by an adjoining ridge of later origin (Fig. 3).

At the assessment of the height of the sea level according to the crests of beach ridges it is necessary to consider that the height of the ridges of an equal age and of an identical granulometric composition may differ under different hydrodynamic and other conditions. That difference is, for example, well traceable on the shores of small rocky islands of onshore alimentation (Fig. 4).

During exceptional storm floods and exceptional high water, there may develop beach ridges considerably exceeding in height the heights of ridges of an earlier origin, the mean sea level being, however, equal in both cases (Fig. 5). Considering the difference in the heights of beach ridges, only, one may arrive at an erroneous conclusion that this phenomenon is a cause of the submergence of the coastal zone (Fig. 6). In fact, however, the phenomenon is due to exceptional hydrodynamic conditions.

In the lowland coastal zone one may encounter spits, whose development proceeds in a peculiar manner (Fig. 7); the spit alimentated by onshore material, exclusively, and though it extends in the direction of the open sea, the movement of the material along its shores proceeds in the opposite direction. In this way, the direction of the spit can not always serve as a reliable indicator of the direction of the movement of material.

The quoted instances show that, under the conditions of a low coastal zone, there exist a number of peculiar traits of dynamics which have to be taken into consideration so as not to misinterpret a number of phenomena on the contemporary and ancient seashores.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ КОРРЕЛЯЦИИ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

А. Б. ОСТРОВСКИЙ, Сочи

Главнейшими палеогеографическими показателями развития внутриконтинентальных морей в плейстоцене и голоцене можно считать их эвстатический режим и изменение солевого баланса. Эти показатели, в свою очередь, определялись палеогеографическими условиями, а также неотектоническими движениями, как в акватории этих бассейнов, так и в пределах окружающей суши, включающей области океанических и межбассейновых проливов. При этом палеогеографические закономерности развития внутриконтинентальных бассейнов на современном уровне знаний представляются более сложными, чем описаны в фундаментальных исследованиях академика К. К. Маркова и ученых его школы (Калинин, и др., 1966; Марков и Величко, 1967). Этими исследователями были выделены три основных типа палеоэвстатического режима водоемов: «гляциоэвстатический», обусловленный изменением водных масс Океана в результате мобилизации их в ледниковые покровы и таяния последних (с регрессиями — в ледниковые и трансгрессиями — в межледниковые эпохи); «гидрократический», связанный с изменением общего гидрологического баланса бассейнов в различные климатические эпохи (с регрессиями — обычно в межледниковые и трансгрессиями — в ледниковые эпохи); «сточных озер», эвстатика которых определялась исключительно тектоническими факторами. Палеогеографические же условия внутриконтинентальных морей, имеющих связь с Океаном, могли формироваться при одновременном воздействии как гляциоэвстатического режима Океана, так и гидрократических и тектонических факторов. Превалирующее влияние тех или других могло изменяться во времени и зависело от характера гидравлической связи каждого из рассматриваемых бассейнов с Океаном и в первую очередь, от пропускной способности (глубины и поперечного сечения) проливов, а также от особенностей гидрологического баланса этих бассейнов в различные климатические эпохи и неотектонического режима.

Неотектоническое воздействие на палеогеографический режим внутриконтинентальных морей могло иметь различные проявления в зависимости от масштаба и направления движений. Проявлявшаяся в общепланетарном масштабе тенденция к погружению дна океанов и компенсирующему его воздыманию материков обусловила всеобщую для плейстоцена текто-эвстатическую регрессию Мирового Океана (Калинин и др., 1966; Марков и Величко, 1967), результатом которой яви-

лось формирование на значительной части морских побережий нисходящей «лестницы» абразионных и абразионно-аккумулятивных террас. Региональные и локальные неотектонические движения различного знака и интенсивности, в зависимости от времени и места их проявления, обуславливали погружения или воздымания отдельных участков акваторий морей и их побережий. В одних случаях, эти движения могли интенсифицировать воздействие эвстатического режима бассейнов (когда знаки неотектонических движений и эвстатического изменения уровня совпадали), либо же в какой-то степени или даже полностью его нейтрализовать. Проявляясь в области океанических и межбассейновых проливов, неотектонические движения в определенных условиях (о них будет сказано ниже) могли приводить к полной изоляции некоторых бассейнов от океана.

Наибольший интерес для выяснения общих палеогеографических закономерностей развития внутриконтинентальных морей представляет анализ одновременного влияния на изменение их уровней гляциоэвстатического и гидрократического факторов. Если первый из них, наиболее мощный, обуславливал существование закономерностей, общих для всех имеющихся выходов в океан внутриконтинентальных морей, то второй — определял индивидуальные особенности развития каждого из бассейнов и, в крайних случаях, мог привести к значительному усложнению их палеогидрологического режима, вплоть до нейтрализации океанического влияния (в зависимости от водопропускной способности проливов и особенностей гидрологического баланса бассейнов).

Водопропускная способность океанических и межбассейновых проливов, как в настоящее время, так и в геологическом прошлом, определялась их протяженностью, глубиной и поперечным сечением; взаимоотношением высот уровней смежных морских бассейнов и превышением последних над ложем соединяющих их проливов, мощностью выполняющих коренное ложе проливов плейстоценовых осадков, и также направлением и интенсивностью неотектонических движений в зоне проливов. Синтезируя влияние указанных факторов, можно предложить условно считать гидравлическую связь через проливы облегченной или свободной, если водообмен по последним обеспечивал одновысотность уровней в смежных бассейнах путем беспрепятственного сброса избыточных вод, либо же восполнения их дефицита, возникших за счет разных гидрологических балансов морей. Если же параметры проливов не удовлетворяли указанному условию и создавали эффект подпора стока между смежными водоемами, обуславливая тем самым ощутимую разницу в высоте их уровней, гидравлическую связь между бассейнами следует считать в той или иной степени затрудненной.

Большое палеогеографическое значение имел гидрологический баланс внутриконтинентальных бассейнов, степень активности которого может быть оценена эвстатическим коэффициентом ( $K_3$ ), численно равным объему годового стока в смежные бассейны или притоку из них, отнесенному к площади акватории и выраженным в метрах водяного столба. Смысловое значение « $K_3$ » — это потенциальное изменение уровня моря (в метрах в год) при его изоляции от смежных бассейнов и океана.

В качестве климатической модели межледниковых эпох верхнего и среднего плейстоцена, и температурных оптимумов позднеледниковья, в течение которых для внутриконтинентальных бассейнов было свойственно уменьшение осадков и материкового стока при соответственном повышении испарения, с известной степенью условности, может быть принят современный послеледниковый климат, тем более, что нашей целью

является установление принципиальных качественных закономерностей палеогидрологического режима рассматриваемых бассейнов и их связи с Мировым Океаном.

В этом случае, расчет эвстатического коэффициента может производиться по формуле:

$$K_3 = \frac{(C_{\text{мат}} + O_{\text{с}}) - \text{Исп.}}{S_{\text{акв}}} \cdot 1000 \text{ (м/год);}$$

где:  $C_{\text{мат}}$  — материковый сток ( $\text{км}^3/\text{год}$ );

$O_{\text{с}}$  — осадки ( $\text{км}^3/\text{год}$ );

Исп. — испарение ( $\text{км}^3/\text{год}$ ) с акватории бассейна ( $S_{\text{акв}}$ ,  $\text{км}^2$ );

Может быть условно оценена величина  $K_3$  и для ныне замкнутых Каспийского и Аральского морей, путем расчета их условных гидрологических балансов, при уровне этих бассейнов приведенном к уровню Мирового Океана (с соответствующим изменением их площади). Результаты расчетов эвстатических коэффициентов приведены в таблице I. При этом отчетливо выделяются группы бассейнов с активным (Аральское, Балтийское, Черное и Азовское моря) и пассивным (Красное, Средиземное и Каспийское моря) гидрологическим балансом.

Целесообразность подобной оценки подтверждается определенным соответствием величины  $K_3$  ныне изолированных от Океана бассейнов и положения их уровня относительно океанического: современный уровень Аральского моря ( $K_3 = +7.8$ ) — плюс 53 м абсолютной высоты, Каспийского ( $K_3 = -0.4$ ) — минус 28 м, а уровень Мертвого моря, эвстатический коэффициент которого должен быть близок к таковому для Красного моря ( $-10$  м/год), расположен на абсолютных отметках минус 392 м.

В эпохи позднеледниковых оледенений и голоценовых пльвиалов, внутриконтинентальные бассейны средних широт имели активный гидрологический баланс ( $K_3 > 0$ ), в связи с увеличением приходных (материковый сток и осадки) и уменьшением расходных (испарение) его статей.

Таким образом, можно считать, что Черноморский, как и Балтийский морские бассейны в течение верхнего плейстоцена и голоцена неизменно должны были характеризоваться активным, трансгрессивным гидрологическим балансом ( $K_3 > 0$ ), в отличие от Средиземноморского, Каспийского и других, баланс которых в межледниковые и послеледниковую эпохи был пассивным, регрессивным ( $K_3 < 0$ ). К Балтийскому бассейну этот вывод применим только для голоцена и межледниковых эпох верхнего плейстоцена, так как в эпохи оледенений акватория моря покрывалась мощным ледниковым покровом.

Внутриконтинентальным бассейнам, характеризующимся активным гидрологическим балансом, должны быть присущи следующие закономерности, которые следует учитывать при ритмо-статиграфических построениях и палеогеографических корреляциях.

1. Невозможность сколько-нибудь длительной изоляции этих бассейнов от Океана, так как темпы возможных при этом гидрократических трансгрессий должны были быть значительно выше реальных темпов неотектонических (в том числе и гляциоэвстатических) поднятий окружающей их суши, включая области существующих и возможных в прошлые эпохи проливов. В то же время, в зависимости от относительно положения океанического уровня, характер гидрологической взаимосвязи внутриконтинентальных бассейнов и океана мог быть различным: от одностороннего стока в океан, при регрессиях последнего, до харак-



Таблица 1

## Показатели гидрологического баланса некоторых внутриконтинентальных морских бассейнов.

Морские бассейны	Площадь акватории в тыс. км <sup>2</sup>	Гидрологический баланс в км <sup>3</sup> /год			Характер нейтрализации гидрологического баланса	Эвстатический коэффициент К <sub>э</sub>	Примечание	
		Материковый сток + осадки	Испарение	+ -				
Азовское море (БСЭ, изд. III, 1970, т. 1)	38	53.1	33.9	+19.2	Сток в Черное через Керченский пролив	+0.5		
Черное море (Бруевич, 1960)	461	575	350	+225	Сток в Средиземное море через Босфор и Дарданеллы.	+0.5		
Средиземное море (БСЭ, изд. III, 1971, т. 6)	2505	Уточненных данных нет		-3312	Приток из Атлантического океана через Гибралтар.	-1.3	По балансу Гибралтарского пролива.	
Красное море (БСЭ, изд. III, 1973, т. 13)	450	Уточненных данных нет		-700	Приток из Индийского океана через Баб-эль-Мандебский пролив.	-10.3	По балансу Баб-эль-Мандебского пролива.	
Балтийское море (БСЭ, изд. III, 1970, т. 2)	386	644	172	+472	Сток в Атлантический океан через Зундский, Бельтские, Каттегатский и Скагеррацкие проливы.	+1.2		
Каспийское море	Современное положение (БСЭ, изд. III, 1973, т. 11)	371	338.2	362.3	-24.1	—	-0.07	
	Расчетные данные, приведенные к уровню Океана.	689	449	696	-247		-0.4	
Аральское море	Современное положение (БСЭ, изд. III, 1970, т. 2)	62.2	60.7	60.7	0	—	0	
	Расчетные данные, приведенные к уровню Океана.	6.4	56	6	+50		+7.8	

терного для всех современных проливов двустороннего водообмена и даже до преобладающей ингрессии океанических вод при максимумах трансгрессии океана. Напротив, бассейны с пассивным гидрологическим балансом в межледниковые эпохи и в послеледниковое время, в результате неотектонических поднятий могли быть изолированы от океана.

2. Глубины возможных эвстатических регрессий рассматриваемых морей лимитировались глубинами проливов и не могли быть ниже их коренного ложа.

Следует указать, что проблема плейстоценовых регрессий, в частности регрессий Черноморского бассейна, до ныне является предметом оживленной дискуссии. Наиболее изучены в настоящее время голоценовые регрессии: фанагорийская (Федоров, 1959), датируемая по археологическим данным 2—2,5 тыс. лет назад и ранне-голоценовая-новозвксинская (Архангельский и Страхов, 1938; Невеская, Невеский, 1961; Невеский, 1958), для которой установлено значительное опреснение Черного моря.

Установлены и более ранние позднеплейстоценовые регрессии: преджанхотская, сменившаяся трансгрессией, достигшей изобат 7—10 м, предсуроожская (Островский, 1967), а также среднеплейстоценовые — предкарангатская или средневзксинская (Попов, 1961; Муратов, 1960), предашейская (преддревнекарангатская) и предшадская (предзунарская) регрессии (Островский, 1968; Щелинский, 1969). Путем экстраполяции продольных профилей тальвегов различных стадий переуглублений речных долин для последних были установлены следующие глубины регрессивных базисов эрозии (от современного уровня моря): для фанагорийской регрессии — около 10—12 м, новозвксинской — 25—28 м; преджанхотской — 54—60 м, предсуроожской — 110—115 м, предкарангатской — 60—70 м (Островский, 1967; 1968). Уровни более древних регрессий устанавливаются менее определенно, по-видимому, глубины их не превышали 35—40 м.

Снижение уровня Черного моря в верхнем плейстоцене до глубин 60—72 м допускали М. В. Муратов (1960) и многие другие исследователи. В то же время, в возможности сколько-нибудь глубоких верхнеплейстоценовых регрессий сомневается Г. И. Горецкий (1970). Многие исследователи считают также, что регрессии Черного моря происходили в условиях его изоляции от Средиземноморского бассейна и океана.

Однако, стабильно активный трансгрессивный гидрологический баланс Черного моря позволяет утверждать, что в верхнем плейстоцене и голоцене эвстатический режим бассейна контролировался исключительно условиями оттока его вод в Средиземное море и далее в океан. Гляциоэвстатические океанические регрессии вызывали увеличение стока из Черного моря и регрессии последнего, которые закономерно приводили и к значительному его опреснению. Естественно, что черноморские регрессии не могли, с одной стороны, быть ниже регрессий Океана, а с другой — превышать глубины коренного ложа Босфорского и Дарданелльского проливов. И хотя в настоящее время отсутствуют какие-либо данные о «переуглублении» последних (которое мы оцениваем априорно в 120—150 м от современного уровня), косвенным подтверждением этого является геологическое строение Керченского пролива (Благоволитин, 1967, 1969; и рукописная работа С. С. Соколова, 1949). Так, коренное ложе последнего имеет уклон к югу порядка 0.6—0.7 м/км, а его абсолютные глубины увеличиваются от минус 60 до минус 70 м на 15 километровом участке от входа в пролив со стороны Азовского моря, и в пределах континентальной ступени к югу от пролива должны достигать 110—120 м.



3. Гляциоэвстатические трансгрессии внутриконтинентальных бассейнов развивались как «трансгрессии океанического подпора» (рис. 1). Механизм этих трансгрессий; еще не описывавшийся ни палеогеографами, ни океанологами, на первой стадии сводился к затруднению оттока избыточных вод из внутриконтинентальных бассейнов через проливы.

В течение этой фазы трансгрессии соленость бассейна могла не отличаться от таковой в предыдущую регрессивную эпоху. Так, во многих районах Черноморского бассейна известно трансгрессивное залегание на континентальных образованиях новоэвксинской регрессии морских осадков начальной фазы новочерноморской трансгрессии, еще содержащих пресноводную фауну новоэвксинского типа. Эти же отложения глубоко внедряются и в приустьевые участки речных долин, причем встречаются здесь на более высоких гипсометрических (а следовательно и стратиграфических) уровнях, чем в акватории моря. Интересно, что по данным работ последних лет установлено, что осадки с пресноводной новоэвксинской фауной залегают в акватории Азовского моря также на более высоких, чем в Черном море, гипсометрических уровнях (Едигарян и др., 1970). Это свидетельствует о большей длительности в Азовском море первой фазы новочерноморской трансгрессии.

При дальнейшем развитии трансгрессии (вторая ее фаза) происходило прогрессирующее поступление океанических вод во внутриконтинентальные бассейны (как правило, в виде двустороннего водообмена через проливы), сопровождавшееся постепенным их осолонением. Однако, повышение минерализации вод внутриконтинентальных бассейнов при этом отставало от темпов трансгрессий, развивающихся синхронно океаническим. В частности, в течение плейстоцен-голоцена осолонение Южно-Европейского каскада внутриконтинентальных морей развивалось последовательно от наиболее приближенных к Океану бассейнов, при этом пределы возможной минерализации вод внутриконтинентальных бассейнов зависели от степени активности их гидрологического баланса. При «активном» балансе ( $K_0 > 0$ ) соленость вод всегда была ниже океанических пределов и, напротив, бассейны с «пассивным» гидрологическим балансом ( $K_0 < 0$ ) могли иметь соленость выше океанической. Прекрасный пример этому можно видеть в результате современной трансгрессии; соленость вод Средиземного моря достигает 40 ‰, Мраморного — 26 ‰, Черного — 18—19 ‰ и Азовского — от 11 до 4—2 ‰. В нынешнюю экстремальную фазу трансгрессии отмечается прогрессирующее осолонение всех перечисленных бассейнов. Подобное же распределение солености вод южно-европейских бассейнов, судя по характеру ископаемой конхилиофауны, было характерно и для более древних гляциоэвстатических трансгрессий: тирренской (карангатской), ниццкой (новочерноморской) и других. Соленость Балтийских вод также интенсивно убывает к востоку от 8 до 4—2 ‰ (в Ботническом заливе).

Наконец, в условиях резко аридного климата и при относительно малых глубинах проливов возможна и третья фаза трансгрессий океанического подпора, когда во внутриконтинентальный бассейн происходит односторонний приток океанических вод. Природной моделью этого может служить современный гидрологический режим залива Кара-Богаз-Гол Каспийского моря.

4. При затрудненной гидравлической связи с океаном, за счет малой водопропускной способности проливов (Черное море в нижнем и среднем плейстоцене и Балтийское — в начале позднеледникового, а возможно и в межледниковые эпохи плейстоцена) во внутриконтинентальных бассейнах проявлялись и гидрократические (климатические) трансгрессии, совпадающие с завершающими фазами ледников, при регрессивных

уровнях Океана. В этом случае, в течение одного крупного климатического цикла, включающего эпохи оледенения и последующего межледниковья, внутриконтинентальные бассейны могли испытывать два раз-

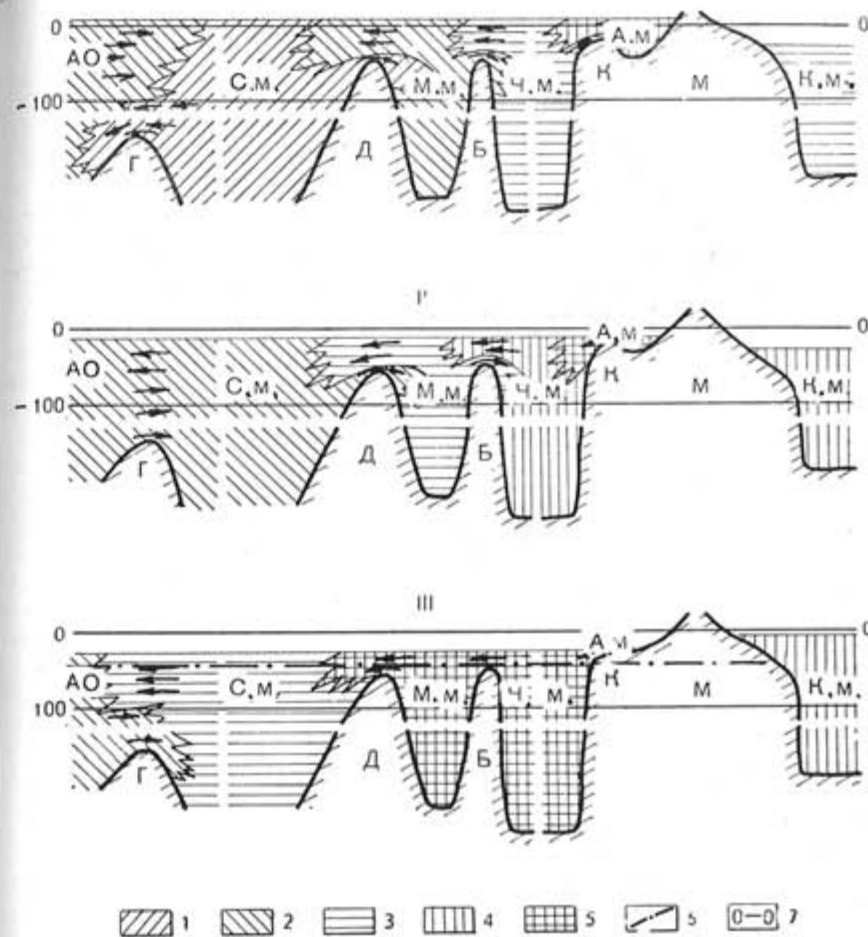


Рис. № 1. Палеогидрологическая схема развития голоценовой ниццкой новочерноморской гляциоэвстатической трансгрессии Южно-Европейского каскада внутриконтинентальных морей.

Условные обозначения:

Фазы трансгрессий — I — экстремальная; II — завершающая; III — начальная. Морские бассейны: С.м. — Средиземноморский; М.м. — Мрамороморский; Ч.м. — Черноморский; А.м. — Азовский; К.м. — Каспийский; А.о. — Атлантический океан. Пролиты: Г — Гибралтарский; Д — Дарданелльский; Б — Босфорский; К — Керченский; М — Маньчский (палеопролив). Степень минерализации морских вод: 1 — более 35 ‰; 2 — 25—35 ‰; 3 — 12—25 ‰; 4 — 3—12 ‰; 5 — до 3 ‰. 6 — Уровень новоэвксинской регрессии; 7 — Современный уровень моря. Примечания: 1. Эвстатический режим Каспийского бассейна, изолированного от океана, подчинялся гидрократическим закономерностям и был метахроном гляциоэвстатическому режиму. 2. Стрелками показано направление стока вод через проливы.

завершающих регрессией трансгрессивных подъема уровня: гидрократический (в конце ледниковой эпохи или стадии оледенения) и гляциоэвстатический (в оптимум межледниковья или интерстадиала). Подобный гидрологический режим ранее не описывался и вполне заслуживает выделения в качестве самостоятельного типа. Доказательства указанной ритмики трансгрессий и регрессий получены в результате геологических ис-

следований последних лет на восточном побережье Черного моря. Здесь было установлено (Островский, 1968; Островский и др., 1969), что в течение древнеэвксинской эпохи произошло два трансгрессивных подъема уровня моря, в результате которых в разрезе одноименной террасы сформировалось два горизонта морских осадков, разделенных в эпоху регрессии континентальными образованиями. Первый из этих горизонтов (собственно древнеэвксинский) содержит исключительно конхилиофауну каспийского происхождения и некоторые эндемичные формы предыдущей чаудинской эпохи, а во втором (шапсугском) горизонте совместно с обедненной каспийской фауной встречены и наиболее эвригалинные средиземноморские баянусы и кардиумы. Подобный же двуслойный разрез характеризует осадки и более поздних: узунларской и ашейской (древнекарангатской) эпох среднего плейстоцена, нижние горизонты которых содержат исключительно каспийскую солоноватоводную фауну, а отделенные от них размывом верхние горизонты — средиземноморскую, причем в ашейских отложениях — уже со стеногалинными элементами. В течение карангатской и сурожской эпох верхнего плейстоцена гидрократические трансгрессии, судя по разрезам речных террас на приустьевых участках рек Северо-Западного Кавказа, были выражены намного слабее, чем основные фазы гляциоэвстатических трансгрессий, сопровождавшихся повышением солености моря до 28—30 ‰. (Невесская, Невесский, 1961).

С этих позиций, причину возможных Беломоро-Балтийских соединений также можно видеть в необходимости сброса избыточных вод в периоды интенсивных гидрократических трансгрессий Балтийского бассейна, при условии либо более интенсивных гляциоэвстатических поднятий в районе Датских проливов, либо же при подпруживании последних моренными массивами стаивающих ледников.

Таким образом, наиболее достоверной для сопоставления палеогеографической истории Черного, Балтийского и других внутриконтинентальных морей является ритмостратиграфическая корреляция осадков и геоморфологических уровней гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий, которые в позднеледниковое и послеледниковое время для всех этих бассейнов были синхронны.

Менее определенны для целей корреляции устанавливаемые по палеонтологическим данным изменения солености бассейнов. Во-первых, как для Черного и Балтийского, так и для других внутриконтинентальных морей, доказана неоднократно трансгрессивных и регрессивных эпох, в осадках которых содержатся однотипные фаунистические комплексы. Во-вторых, как уже говорилось выше, в различных бассейнах изменение солености и межбассейновые миграции фаун были метасинхронны их эвстатическому режиму, и сходные фаунистические комплексы могут соответствовать разным стратиграфическим уровням морских плейстоценовых осадков. Игнорирование этих факторов уже неоднократно приводило многих исследователей к ошибочным стратиграфическим и палеогеографическим выводам.

Затронутые в настоящей работе вопросы являются частью обширной и еще далекой от окончательного разрешения проблемы палеогеографии внутриконтинентальных бассейнов не только в позднем плейстоцене и голоцене, но и в более древние геологические эпохи.

## ЛИТЕРАТУРА

- АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д., СТРАХОВ Н. М.: 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР.
- БЛАГОВОЛИН Н. С.: 1960. Происхождение и история развития Керченского пролива. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2.
- БЛАГОВОЛИН Н. С.: 1969. Плейстоценовые колебания уровня Черного моря и рельефообразование в Причерноморье. Землеведение, т. VIII.
- БРУЕВИЧ С. В.: 1960. О водном и солевом балансе Черного моря. Тр. ин-та океанологии АН СССР, т. 42.
- ГОРЕЦКИЙ Г. И.: 1970. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. «Наука», М.
- ЕДИГАРЯН З. П., АЛЕКСИНА И. А., ГЛАЗУНОВА К. Н.: 1970. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений дна Азовского моря. Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, № 37.
- КАЛИНИН Г. П., МАРКОВ К. К., СУЕТОВА И. А.: 1966. Колебания уровня водоемов Земли в новейшем геологическом прошлом. Сообщения I и II, Океанология, т. VI, вып. 5 и 6.
- МАРКОВ К. К., ВЕЛИЧКО А. А.: 1967. Четвертичный период. т. III, «Наука», М.
- МУРАТОВ М. В.: 1960. Четвертичная история черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXV(5).
- НЕВЕССКАЯ Л. А., НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1961. О соотношении карангатских и новоэвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря. Докл. АН СССР, т. 137, № 4.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1958. К вопросу о новейшей черноморской трансгрессии. Тр. ин-та океанологии АН СССР, т. XXVIII.
- ОСТРОВСКИЙ А. Б.: 1967. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья. Изв. АН СССР, сер. географ., № 1.
- ОСТРОВСКИЙ А. Б.: 1968. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между Анапой и устьем р. Шахе. Докл. АН СССР, т. 181, № 4.
- ОСТРОВСКИЙ А. Б., ЩЕЛИНСКИЙ В. Е.: 1969. Новые данные об «узунларских» слоях Черноморского побережья Кавказа. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XLIV(2).
- ПОПОВ Г. И.: 1961. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений. Мат. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. II, М.
- ФЕДОРОВ П. В.: 1959. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. Докл. АН СССР, т. 124, № 5.

Поступило: 29.5.1972

PALEOGEOGRAPHICAL CRITERIA OF THE CORRELATION  
OF PRINCIPAL STAGES OF THE RECENT GEOLOGICAL  
HISTORY OF INTERCONTINENTAL SEAS

by

A. B. OSTROVSKY

SUMMARY

Specific features of paleogeography of mediterranean seas, connected with the Ocean, have been conditioned by their hydrological balance and capacity (depth, section) of the oceanic and interbasin straits.

Paleoclimatic calculations show that the Black Sea, Azov and Baltic Sea Basins during the Ypper Pleistocene and Holocene were characterized by an active (surplus) hydrological balance differing from the Mediterranean, Caspian and other basins, the balance of which in interglacial and postglacial epochs was passive and regressive.

For the basins with an active hydrological balance the following paleogeographical regularities have been established:

1. The impossibility of any prolonged isolation of these basins from the Ocean, because the tempo of possible hydrocratic transgressions were considerably greater than the rates of neotectonic uplifts of the land surrounding them, including areas of existing and former straits.

2. In the periods of glacioeustatic regressions, coinciding with the increase of the activity of hydrological balance of intracontinental seas, the latter have undergone a considerable freshening. The depths of regression of these seas could not have been lower than the bottom of oceanic and interbasin straits.

3. Glacioeustatic transgressions of intracontinental basins developed as "transgressions of an oceanic head", which at the initial stages hindered the outflow of superfluous water through the straits. Due to this, the salinization of these basins was considerably behind the tempo of the raising of sea level, and it never equaled the oceanic range of salinity.

The sea basins that in interglacial and postglacial epochs had a passive hydrological balance could be either isolated from the Ocean, in which case they would be characterized by a hydrocratic eustatic regime (the Caspian and the Dead Seas), or being connected with the Ocean, they would in the process of glacioeustatic transgressions undergo a considerable salinization, surpassing the oceanic one (The Mediterranean, the Red Sea, and the Persian Bay).

## ОПЫТ СОПОСТАВЛЕНИЯ МОЛОДЫХ МОРСКИХ ТЕРРАС БАЛТИКИ И ПОНТО-КАСПИЯ ПО ГЕОЛОГО- ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ И РАДИОХРОНОМЕТРИЧЕСКИМ ДАНЫМ

И. С. БЛАГОВОЛИН, А. Л. ДЕВИРЦ, Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ, Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ,  
Москва

Изучение приморских районов Европейской части СССР, имеющее важное научно-теоретическое значение, позволяет осветить принципиальные проблемы рельефообразования в четвертичном периоде, связанные с колебаниями уровня морей, развитием морских берегов и речной сети, образованием террас и т. д. Исследования в приморских районах, характеризующихся, как правило, значительной освоенностью и высокой концентрацией населения, стимулируются также запросами практики хозяйственного строительства, при этом немалую роль играют поиски нефте- и газоносных структур с привлечением структурно-геоморфологических методов.

Характерная особенность морских побережий — развитие серии террасовых уровней, среди которых морфологически обычно лучше выражены самые молодые. Анализ террас осуществляется при помощи геологических и геоморфологических методов с определением вещественного состава отложений и остатков ископаемых растений и животных. На подобной основе удавалось провести сопоставление террас в пределах отдельных морских бассейнов и иногда наметить более широкие пространственные корреляции. Тем не менее для надежного контроля этих представлений требовались более объективные средства. Одним из них послужило определение абсолютного возраста органических веществ из позднечетвертичных отложений с помощью радиоуглеродного метода ( $C^{14}$ ).

С середины 60-ых годов в лаборатории геохимии изотопов ГЕОХИ АН СССР, возглавляемой акад. А. П. Виноградовым, предпринималось датирование различных типов углеродсодержащих материалов из приморских районов. В первую очередь исследовались образцы древесины и торфа из террас Балтики, затем раковины моллюсков из террас Каспийского и Черного морей. Существенное значение имело также определение возраста донных морских осадков. Полученные к настоящему времени результаты дают реальную возможность для сопоставления балтийских и понто-каспийских террас в диапазоне досягаемости радиоуглеродного метода.

Наиболее обстоятельные данные получены для голоценового этапа, который оказался в центре внимания авторов настоящего сообщения. Следует отметить, что проведенная работа, охватывающая территории с



различным неотектоническим режимом, позволяет составить представление не только о времени формирования различных террас, но и выявить роль эвстатических колебаний уровня Мирового океана и движений земной коры в процессах рельефообразования.

### Методические замечания

В радиоуглеродной лаборатории ГЕОХИ АН СССР (индекс Мо) до недавнего времени датировались образцы в основном органического происхождения (торф, древесина, древесный уголь). Такой материал наиболее надежен при определении возраста по  $C^{14}$ , поскольку радиоуглерод поступает в биосферу без значительного разделения изотопов, а обмен между углеродом ископаемых образцов органического происхождения и растворенными карбонатами грунтовых вод мало вероятен, имея в виду сложность органических молекул, в состав которых входит углерод.

Неорганические материалы, в том числе раковины моллюсков, сравнительно мало используются при радиоуглеродном анализе. Определение их возраста нередко сопряжено с большими трудностями из-за возможного привноса в карбонатный материал углерода иного возраста. Тем не менее очевидно, что если при формировании раковин моллюсков радиоуглерод в них соответствовал начальным концентрациям его в атмосфере и впоследствии не участвовал в обмене с углеродом иного возраста, то такой материал вполне может быть использован для датирования по  $C^{14}$ . Наиболее приемлемый карбонатный материал для датирования — раковины морских моллюсков и фораминифер.

Таблица 1

Абсолютный возраст карбонатных и органических материалов из террас Западного Шпицбергена

Номер образца	Материал	Место отбора образца	Возраст по $C^{14}$
Мо-425 Мо-426	Водоросли Раковины	Берег Билле-фиорда у мыса Экхольм. Терраса высотой 60 м. Глубина залегания от поверхности террасы 4 м	10000±210 9640±180
Мо-427 Мо-428	Водоросли Раковины	Билле-фиорд, западный берег бухты Петунья. Терраса высотой 17 м. Глубина залегания 6 м	7440±150 7440±150
Мо-429	Древесина-плавник	Восточный берег Билле-фиорда. Терраса высотой 30 м. Глубина залегания 10 м	>33000
Мо-443 Мо-442	Раковины Раковины	Там же, глубина залегания 15 м	>33000 >33000

Примечание: Для датировок карбонатных материалов никакие поправки при расчете возраста не вводились.

Проверка возрастных данных осуществлялась на образцах из прибрежно-морских отложений, собранных в районе Билле-фиорда (Западный Шпицберген). Исследовалось несколько пар образцов, которые представляли собой как органический углерод (древесно-плавник, водоросли), так и неорганический (раковины различных видов морских моллюсков), т. е. карбонаты. В табл. 1 сведены результаты этих исследований (Виноградов и др., 1969).

Как следует из этой таблицы, радиоуглеродный возраст карбонатных и органических материалов имеет удовлетворительное совпадение. Для более древних образцов (Мо-429, 442 и 443) не установлен конечный возраст, что свидетельствует об отсутствии загрязнения более молодым углеродом. К сожалению, для южных районов Европейской части СССР пока не удалось подобрать пары образцов, как это было сделано для Шпицбергена, но, по-видимому, и в этих районах можно ожидать удовлетворительное совпадение радиоуглеродных датировок образцов органического и неорганического происхождения в пределах последних 35 000 лет. Поэтому все новые датировки, полученные по раковинам моллюсков, не коррелировались с органическим материалом.

Большинство датировок было получено путем счета  $CO_2$  в пропорциональном счетчике. Химическая обработка раковин моллюсков проводилась следующим образом. После предварительной очистки образцов с них снимался поверхностный слой (около 20%, иногда более) путем обработки материала соляной кислотой, затем образец вновь разлагался соляной кислотой для получения  $CO_2$  для анализа.

Несколько датировок было получено путем счета бензола на одноканальном сцинтилляционном счетчике. Измерения проводились с кюветой объемом 28,5 мл. Возрастной предел при стандартных условиях счета составлял около 49 000 лет.

### Позднечетвертичные береговые линии Балтийского моря и их возраст

Котловина Балтийского моря как крупный элемент морфоструктуры возникла в докембрийское время и пережила сложную историю развития, которая пока еще во многих деталях не расшифрована. В плейстоцене эта котловина заполнялась льдом во время оледенений и водными массами во время межледниковий. Межледниковые морские бассейны были прообразами современного Балтийского моря, которое возникло лишь в период деградации последнего оледенения — поздневалдайского. В начале этого периода происходило слияние местных приледниковых озер с последовательным понижением их уровня. Крупные водоемы последовательно прибрежали сток в Балтийскую котловину. Результаты новейших исследований приледниковых озер, смещавшихся вслед за краем убывавшего ледникового покрова, обстоятельно изложены в сборнике «История озер Северо-Запада» (1967).

Проблема связи позднеледниковых опресненных бассейнов Балтики с Мировым океаном до сих пор недостаточно выяснена. Некоторые исследователи склоняются к признанию подобной связи на юго-западе и северо-востоке в готигляциальное время. Эта концепция, отраженная в работах С. А. Яковлева, К. К. Маркова, М. А. Лавровой, М. Саурамо, Э. Хююппя и др., не является общепризнанной и подвергается критике, особенно в последние годы (см. материалы сборника «История озер Северо-Запада»). Нам представляется, что соединение Балтики с океаном могло иметь место на определенных этапах дегляциации, сразу же после освобождения крупных частей Балтийской котловины от ледникового покрова. (например, в бёллинге и аллерёде), однако не приходится отрицать затрудненность этих морских связей. Именно поэтому отпадает возможность сопоставления позднеледниковых береговых образований Балтики и более южных морей.

К концу позднеледниковья, когда на севере Европы произошла последняя значительная активизация покровного оледенения (стадия сальпаусселькя), в южных районах Балтики господствовали субэаральные условия, а в центре котловины существовало пресноводное Балтийское ледниковое озеро, подпруживавшееся с севера краевыми ледниковыми образованиями. В разных частях Прибалтики сохранились древние береговые линии этого времени: от двух линий в Литве до шести — в Эстонии (где преобладала устойчивая тенденция к поднятию и наиболее полно представлен спектр древних береговых образований). Абсолютные датировки этих уровней не установлены.

С улучшением климата и окончанием стадии сальпаусселькя ледниковый покров сократился и произошел спуск Балтийского ледникового озера. Это событие, датируемое по ленточным глинам и  $C^{14}$  в 10 250 лет назад (Nilsson, 1968), сопровождалось проникновением морских вод в Балтийскую котловину, соответственно начало стадии иольдиевого моря относят к 10 000 лет. Новейшие исследования донных осадков Гданьской бухты с применением диатомового анализа (Давыдова и др., 1970) свидетельствуют, что иольдиевое море представляло собой солонатоводный бассейн, причем к концу этой стадии проявилась тенденция к сильному опреснению. Сложилось довольно единодушное мнение о том, что иольдиевое море постепенно регрессировало. Эта тенденция, по-видимому, была явно унаследована от позднеледникового этапа.

Террасы иольдиевого моря на северо-западе Эстонии подняты на 40 м, восточнее Пярну — до 18 м, а в области Озерного плато Финляндии — до 150 м. Нулевая изобазы этого бассейна пересекает северную оконечность Курземского полуострова и восточный берег Пярнуского залива (южнее Пярну), а далее следует к Нарвскому заливу. На основании комплексного исследования разрезов I террасы р. Черной Лиговки под Ленинградом (Серебрянный, Пуннинг, 1969) можно предполагать, что иольдиевое море существовало в интервале 10 100—9 500 лет назад, т. е. в начале добореальной фазы голоцена.

Используя данные спорово-пыльцевого, диатомового и радиоуглеродного анализов, Берглунд (Berglund, 1964) пришел к выводу, что на юго-западе Балтики регрессия иольдиевого моря сменилась непродолжительной трансгрессией солонатоводного бассейна. В составе его осадков были обнаружены некоторые представители субфоссильной фауны анцилового озера. Берглунд отнес эту трансгрессию к началу анциловой стадии, не отрицая при этом вероятность корреляции с морем эхенайс (рабдонема), которое, по мнению М. Саурамо (Saugamo, 1958), существовало в раннебореальное время. Недавние комплексные исследования с применением радиоуглеродного метода, выполненные на Готланде (Lundqvist, 1956) и в Эстонии (Кессел, Пуннинг, 1969), как будто подтверждают самостоятельность эхенайсовой трансгрессии, максимум которой датируется интервалом от 9200 до 9000 лет назад.

Образование анцилового озера обычно объясняют влиянием гляцио-изостатического поднятия, приведшего к обмелению среднешведских проливов. Состав субфоссильной малакофауны и диатомовой флоры из анциловых осадков указывает на высокую опресненность бассейна (Munthe, 1940), вероятно, за счет поступления речных и талых ледниковых вод в условиях изоляции от Мирового океана.

В области молодого поднятия на территории Эстонии довольно отчетливо выражены анциловые террасы с разнообразными аккумулятивными береговыми формами рельефа (Кессел, 1961, 1963; Кессел, Раукас, 1967). Эти образования находятся на абсолютных высотах от 45 до 23 м на северо-западе о-ва Хийумаа, на материке их высоты колеб-

лются от 2—4 м юго-восточнее Пярну до 33—35 м к востоку от Хаапсалу. На севере Курземского полуострова береговая линия анциловой стадии представлена абразионным уступом с абсолютными отметками оседования 14—16 м (Гринберге, 1957). На востоке Финского залива, в районе Рижского залива, а также на всем южном побережье Балтики анциловые береговые линии не обнаружены.

В свете новых данных об эхенайсовой трансгрессии представляется целесообразным провести более детальное подразделение береговых образований, которые относили к анциловым. В северной Эстонии, например, с эхенайсовой стадией стали связывать гравийно-галечные конгломераты, которые местами залегают под гравийно-галечными осадками собственно анциловой трансгрессии.

Продолжительность анциловой стадии прежде оценивалась весьма различно: от 300—400 лет (Saugamo, 1958) до 1000 лет и более (Munthe, 1940). На пыльцевых диаграммах эта стадия четко сопоставлялась с бореальным максимумом пылецы сосны. Судя по радиоуглеродным датировкам органогенных отложений, погребенных под анциловыми береговыми валами в разрезах Кахала, Алткюла и Охтла в Эстонии, максимум анциловой трансгрессии имел место в интервале 8400—8200 лет назад, а конец — около 8000 лет (Кессел, Пуннинг, 1969). Эти данные согласуются с соответствующими оценками, полученными в Южной Швеции (Berglund, 1964).

Трансгрессия анцилового озера осуществлялась автономно, независимо от эвстатических колебаний уровня океана, и ограничивалась преимущественно центральными районами Балтийской котловины. Большое влияние на ход этой трансгрессии оказало изостатическое поднятие, последовательно распространявшееся на территории Фенноскандии с севера на юг (Nilsson, 1968). Соответственно в том же направлении осуществлялась миграция порога стока анцилового озера, пока не произошел его спуск вследствие значительного погружения в районе Большого Бельта. Уровень воды на северо-западе Эстонии тогда понизился не менее чем на 25 м (Кессел, Раукас, 1967).

Признаки длительной постанциловой регрессии отчетливо выражены во многих разрезах на юге и востоке Балтики, где озерные горизонты вверх сменяются торфами. По данным спорово-пыльцевого и радиоуглеродного методов (Девирц и др., 1968; Серебрянный, 1969), рассматриваемая регрессия охватывала интервал между 7700—8000 и 7200—7100 лет назад, которому отвечала самостоятельная бореально-атлантическая фаза развития растительности. В это же время произошло повышение уровня Мирового океана и эпизодически соленые воды, вероятно, проникали в Балтийскую котловину. Такие вторжения вызывали соответствующие изменения в составе морской фауны и флоры.

Признаки повышения уровня моря отмечались в ряде пунктов восточного побережья Балтики в период между 7500—7600 и 7200 лет. К этому времени относят появление солонатоводных диатомовых в осадках разрезов Кольга, Васьякряма и др. в Эстонии (Кессел, Пуннинг, 1969), Молодежное и др. на Карельском перешейке (Киппани и др., 1966). В этот период, по-видимому, сопоставимый с выделявшейся Саурамо (Saugamo, 1958) стадией мастоглоя, накапливались лагунные сапропели и сапропелиты, нередко приуроченные к цоколю высоких литориновых террас. Около 7200 лет назад произошел спад уровня моря, четко фиксируемый в рассматриваемых разрезах террас прослоями торфа над лагунными осадками (Серебрянный, 1969). Выше залегают прибрежно-морские пески, в которых впервые встречаются типичные морские и соловодно-морские виды диатомей. Именно к этому периоду следует от-



носить начало литориновой трансгрессии. По литологическим признакам литориновые отложения отчетливо отличаются от анциловых: они обычно более мелкозернистые и хорошо отсортированные.

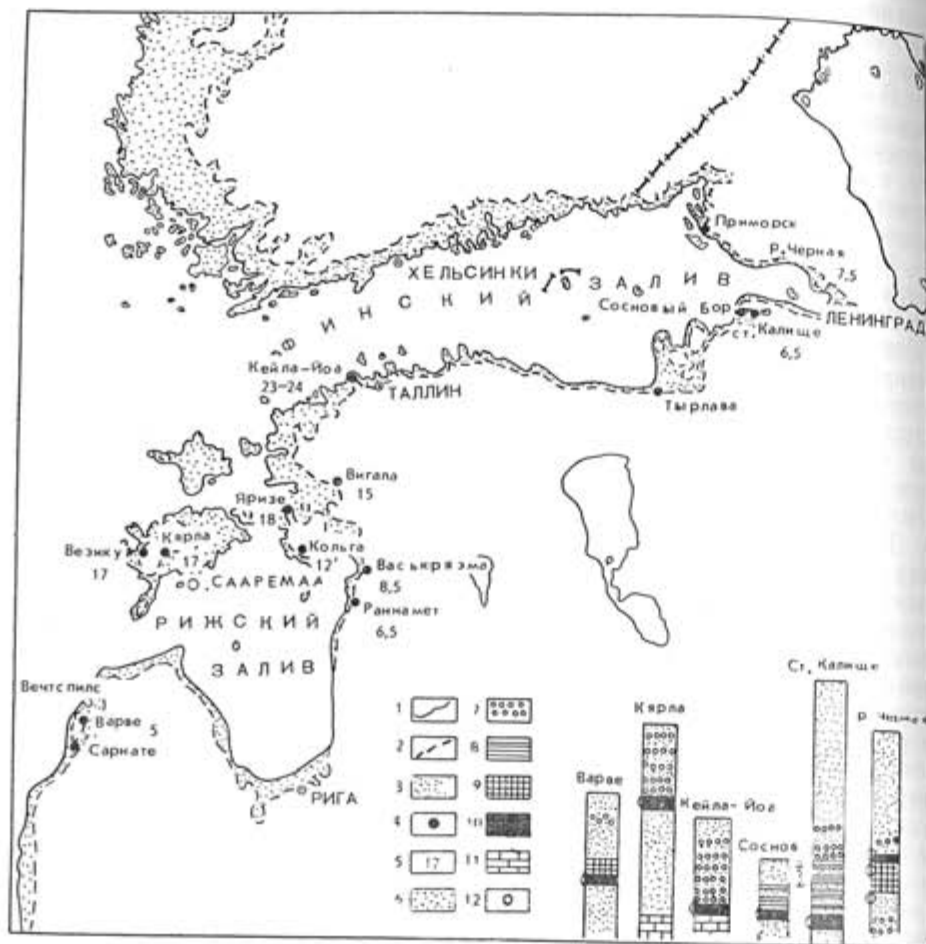


Рис. 1. Распространение литориновой трансгрессии на востоке Балтийской котловины. Составлено Л. Р. Серебряным с привлечением материалов К. К. Маркова, Э. Ф. Гринберга, Х. Я. Кессел, Э. Хююппя и др.

1 — современная береговая линия; 2 — береговая линия во время максимального распространения литориновой трансгрессии; 3 — районы, затоплявшиеся литориновым морем; 4 — разрез с подлиториновыми озерными и болотными осадками; 5 — абсолютные высоты подошвы литориновых отложений. На врезе представлено геологическое строение некоторых разрезов: 6 — пески; 7 — галечники; 8 — глин; 9 — сапрпели; 10 — торф; 11 — известняки; 12 — места отбора образцов на  $C^{14}$ .  
Радиоуглеродные датировки (от 1950 г.): Приморск  $7090 \pm 180$  (Sn-16); р. Черная, Молодежное — Серово  $7140 \pm 170$  (Mo-216),  $7240 \pm 170$  (Mo-217),  $7350 \pm 170$  (TA-197); Сосновый Бор  $7810 \pm 170$  (Mo-218); Старое Калище  $7720 \pm 180$  (Mo-220); Тярвала  $7370 \pm 210$  (Je-12); Кеэла-Йоэ  $7180 \pm 270$  (Mo-223); Вигала  $7375 \pm 70$  (TA-157); Васьякрэзма  $6870 \pm 110$  (TA-139);  $6975 \pm 110$  (TA-141);  $7580 \pm 170$  (TA-140); Раннаметса  $7860 \pm 190$  (TA-54); Яризе  $6990 \pm 170$  (TA-198); Кольга  $7505 \pm 165$  (TA-126); Карла  $8400 \pm 190$  (Mo-222),  $7820 \pm 80$  (TA-182),  $7085 \pm 80$  (TA-181); Варве  $7110 \pm 170$  (Mo-224); Сарнате  $7500 \pm 80$  (JE-815),  $4510 \pm 110$  (JE-814),  $4639 \pm 100$  (Blп-769).

Подмеченные выше фацialsные смены выявлены в разрезах высоких литориновых террас в области молодого поднятия, включающей северо-запад Эстонии, Карельский перешеек и северо-запад Латвии. На крайнем северо-западе Эстонии эти террасы высотой до 17—18 м имеют наиболее древний возраст — раннеатлантический (Кессел, 1961).

По направлению к периферии рассматриваемой области поднятия проявляется тенденция к последовательному омоложению высоких литориновых уровней. Соответственно сокращается число более низких уровней, фиксирующих прерывистый ход колебаний уровня моря в литориновое и постлиториновое время.

В некоторых разрезах на юге Карельского перешейка, вскрывающих строение высоких литориновых террас, выражены признаки наложения нескольких разновозрастных береговых валов. Например, в разрезе Молодежное (Серебряный, 1969; рис. 2) над органогенными осадками возрастом 7200—7100 лет залегают раннеатлантические прибрежно-морские отложения и две генерации береговых валов. Нижний вал,

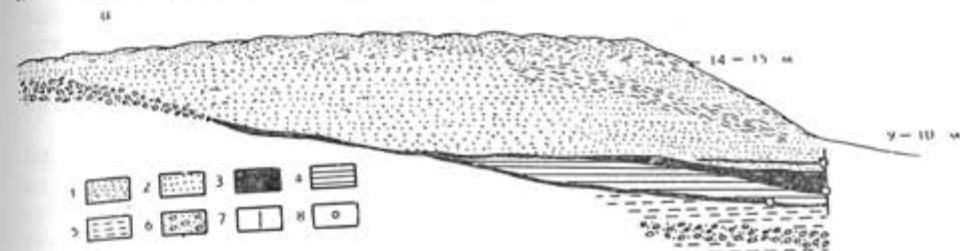


Рис. 2а. Строение высокой литориновой террасы в низовьях р. Черной между пос. Молодежное и Серово на юге Карельского перешейка

1 — песок косослойный; 2 — песок горизонтальнослойный; 3 — торф; 4 — сапрпель; 5 — сугсь (с базальным сапрпелем); 6 — галечник с песком; 7 — положение разреза, исследованного спорово-пыльцевым методом; 8 — места отбора образцов на  $C^{14}$ .

по всей вероятности, имеет раннеатлантический возраст. Он погребен под более молодым валом, который, возможно, относится ко второй половине литориновой трансгрессии, когда сформировался также уступ 14-15-метровой террасы.

На северо-западе Латвии, где молодое поднятие тоже было менее интенсивным по сравнению с северо-западом Эстонии, литориновая трансгрессия достигла наивысшего уровня во время кульминации пыльной смешанного дубового леса (Гринбергс, 1957), т. е. во второй половине атлантического периода. Во всяком случае, в самом конце этого периода море регрессировало, о чем косвенно свидетельствуют радиоуглеродные датировки материалов из неолитического поселения на торфянике Сарнате  $4500 \pm 110$  (JE-814) и  $4639 \pm 100$  лет назад (Blп-769) (Долуханов, 1970).

В относительно стабильных районах на юге Балтики выражена только одна низкая литориновая терраса (2—3 м), возраст которой на берегу Гданьской бухты определен по палинологическим и радиоуглеродным данным примерно в 3000 лет (Вацук, 1963). Эти результаты хорошо согласуются с археологическими и радиоуглеродными данными, недавно установленными для неолитического поселения на поверхности литориновой террасы в Швянтуйи (Литовская ССР). Возраст этого поселения по  $C^{14}$   $3860 \pm 50$  лет назад (JE-835) (Долуханов, 1970). Принимая во внимание датировки нижележащих слоев, следует признать, что в данном районе, подвергавшемся весьма незначительному молодому поднятию, верхние отложения литориновой террасы образовались около 3900—4000 лет назад, т. е. почти на тысячелетие раньше, чем в районе Гданьской бухты.

Приведенные материалы могут быть правильно истолкованы только на основе комплексного учета роли эвстатического и тектонического



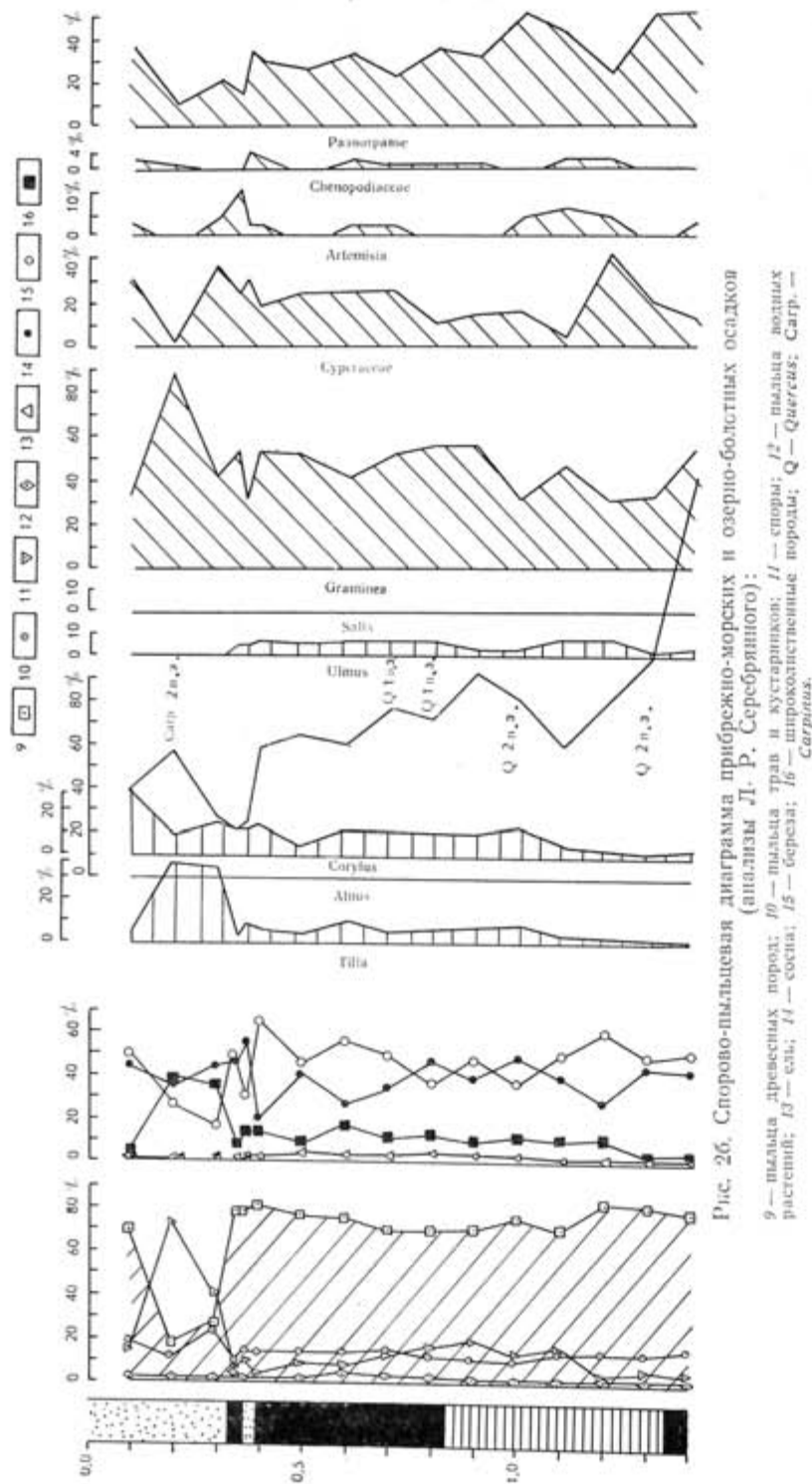


Рис. 26. Спорово-пыльцевая диаграмма прибрежно-морских и озерно-болотных осадков (анализы Л. Р. Серебряного):  
 9 — пыльца древесных пород; 10 — пыльца трав и кустарников; 11 — споры; 12 — пыльца водных растений; 13 — ель; 14 — сосна; 15 — береза; 16 — широколиственные породы; Q — *Quereus*; Carp. — *Carpinus*.

факторов. Эвстатическая природа литориновой трансгрессии не вызывает особых сомнений, именно поэтому представляется возможность проводить корреляции с другими бассейнами, но только в пределах тектонически стабильных районов. К таковым на Балтике можно с известной условностью отнести южное побережье, где размах молодых движений был весьма небольшим. По направлению к области молодого поднятия высота литориновых террас последовательно увеличивается, а их спектр расширяется.

Детальные исследования Б. Берглунда (Berglund, 1964) позволили выявить до шести трансгрессивных фаз развития литоринового моря на юго-востоке Швеции. Аналоги отдельных фаз установлены и на восточном побережье Балтики (Долуханов, 1970), однако пока еще нельзя провести более тщательные корреляции. В целом литориновый этап продолжался около 3500 лет.

Самые последние интервалы истории Балтики изучены очень слабо. Они отвечают периоду опреснения, обусловленного понижением уровня Мирового океана и обмелением Датских проливов. Террасы этого времени (лимниевая стадия) выражены только в упоминавшейся выше области молодого поднятия, однако пока еще никаких точных датировок для них не получено.

### Низкие террасы Черного моря и их возраст

Впадина Черного моря — сложное гетерогенное и гетерохронное образование, расположенное в зоне сочленения равнинно-платформенных и орогенных областей. Она включает глубоководную центральную часть с корой океанического типа, лишенной гранитного слоя, периферическую зону континентального склона, которая сформировалась в процессе тектонического расширения впадины и поглощения ею соседних горных сооружений, и обширную континентальную отмель — затопленные морем участки преимущественно равнинной суши. Образование центральной впадины произошло не позднее палеозоя (Милановский, 1968); периферические зоны впадины испытали последовательное погружение в мезо-кайнозое, а северо-западная мелководная зона прибрежной отмели была затоплена в плейстоцене.

В течение плиоцена и первой половины четвертичного периода Черноморский бассейн оставался изолированным от Мирового океана и развивался как внутренний озерно-морской водоем. Его впадину занимали сменявшие друг друга солоноватые и сильно опресненные бассейны, которые через Манычский пролив соединялись с бассейнами, занимавшими впадину Каспия.

В четвертичное время Черноморский бассейн был промежуточным звеном между Средиземным морем и Каспием. Начиная со среднего плейстоцена (древнеэвксинское время) установилась двусторонняя связь Черноморского бассейна со Средиземноморским, и его уровень, особенно в трансгрессивные фазы, менялся в зависимости от колебаний уровня Мирового океана.

В плейстоцене Черноморский бассейн испытывал неоднократные трансгрессии и регрессии; последней, продолжающейся до современности трансгрессии Черного моря предшествовала новозэвксинская регрессия, во время которой уровень понижался на 25—30 м, а соленость падала до 5 ‰.

На побережьях Черного моря к «молодым» мы относим самый низкий террасовый уровень, высота которого не превышает 5 м, а образова-

Таблица 2  
Краткая характеристика основных участков развития голоценовых террас на побережье Черного моря

Район	Высота над ур. м. (м)	Состав осадков, слагающих террасу	Фауна	Археологические находки	Примечания
1	2	3	4	5	6
Устье р. Супсы, м. Натанеби (Грузия)	4—5	Песок и мелкая галька	Отсутствует	нет	Покров континентальных суглинков до 1 м
Чаква — Зелены мыс	2	„	Отсутствует	нет	По П. В. Федорову, нимфейская
Сухуми	5	Песок, галька	<i>Ostrea</i> aff. <i>sublamellosa</i> Mil., <i>Mytilus galloprovincialis</i> Lam.	Кобанская культура (II тысячелетие до н. э.)	По В. И. Громову, первая морская терраса
Хоста — мыс Пицуида	4—5	Песок, мелкая галька	Фауна имеется (личное сообщение Л. В. Когошвили), состав неизвестен	нет	Покров делювиально-пролювиальных суглинков до 1 м
Западный Кавказ Туапсе, устье р. Агой, Геленджикская бухта, Анапа	3—5	Чаще абразионные уступы; на участках аккумулятивных террас песок, галька	Сведений о фауне нет	нет	Местами террасовые морские отложения перекрыты делювиально-пролювиальными суглинками
Восточный Крым					
Рыбачье, Малореченское	3—4	Слоистые пески с галькой на цоколе глинистых сланцев	Не обнаружена	нет	Покров делювиально-пролювиальных суглинков до 1 м
Южный берег Крыма					
Фрунзенское	4	„	„	нет	„
Западный Крым					
Херсонес	2—3	Абразионная, песок с галькой	Современная фауна Черного моря, а также <i>Actaeon</i> sp., <i>Tapes discrepans</i>	Культурный слой и постройки нач. с IV в. до н.э.	„
Тарханкут	1—3	Песок с галькой	Близкая к современной	„	„
Бугский лиман (Ольвия)	2	Песок с переложенными оолитами	<i>Mytilus galloprovincialis</i> Lam., <i>Cardium edule</i> L., <i>Nassa reticulata</i> L.	Культурный слой и постройки VII в. до н. э.	Указанные отложения уходят под урез воды лимана
Побережье Болгарии					
Балчик	5	Слоистые галечники и пе-	<i>Cardium edule</i> L., <i>C. exiguum</i>	Нет	Покров делювиально-про-

1	2	3	4	5	6
		ски на цоколе сарматских известняков	<i>Mill.</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i> Lam., <i>Mytilaster lineatus</i> Gmel., <i>Ostrea taurica</i> Kryn., <i>Ostrea</i> sp., <i>Venus gallina</i> L., <i>Nassa reticulata</i> L., <i>Cerithium reticulatum</i> Da Costa, <i>Loripes lacteus</i> L., <i>Gastrana fragilis</i> L., <i>Gibbula</i> sp., <i>Syndesmya ovata</i> Phil., <i>Tapes lineatus</i> Mil.		лювиальных супесей и щебня до 0,5 м
Устье р. Батовы	5 2—3	Песок с редкой галькой „	„	Нет	По П. В. Федорову, нимфейская терраса
Район г. Бургас Курорт Солнечный берег	4—5 2—3	?	?	?	По П. В. Федорову, нимфейская терраса
с. Черноморец	2—3	Слоистые пески с ракушей	Современная	Нет	По П. В. Федорову, нимфейская терраса
с. Сазопол	4,5—5,0	Грубые галечники и окатанные глыбы коренных пород	Сведений нет	Нет	„
г. Мичурин	4—5	Абразионные поверхности	Нет	Нет	„

ние которого связано с последней трансгрессией. Этот уровень широко представлен в различных морфоструктурных зонах, как равнинно-платформенных, так и орогенических. Незначительная тектоническая деформированность допускает сопоставление отдельных пространственно разобщенных фрагментов террасы. Тем самым этот уровень может играть важную роль не только для познания истории колебаний уровня Черного моря в голоцене, но и для более широких корреляций. В табл. 2 и рис. 3 мы попытались свести основные сведения о низких террасах Черного моря. В ней не использованы данные о молодых террасах Азовского моря ввиду их недостаточной изученности, а также замкнутости и своеобразия этого бассейна; отсутствует также характеристика террас побережий Румынии и Турции, хотя отрывочные данные об этих террасах в литературе имеются.

Прежде чем перейти к анализу таблицы и характеристике возраста молодой террасы Черного моря, необходимо коротко остановиться на некоторых вопросах терминологии. Еще в работах предвоенных лет (Архангельский, Страхов, 1938) содержится сводка данных С. Михайловского, Д. Раузер-Черноусовой и др. о низких террасовых уровнях в рай-

онах Севастополя, Ласпи, на Керченском п-ове, в Гагре и в других местах с фауной, «близкой к современной». Впоследствии эта терраса, как и аналогичные по фауне донные осадки, вошла в литературу под названием древнечерноморской.

Применяемые П. В. Федоровым (1963 и др.) термины «новочерноморская трансгрессия», «новочерноморская терраса» не получили всеобщего признания. Во-первых, логически неоправдано вводить этот термин для характеристики периода развития Черноморского бассейна, отстоящего от современности на несколько тысяч лет. Во-вторых, дре-

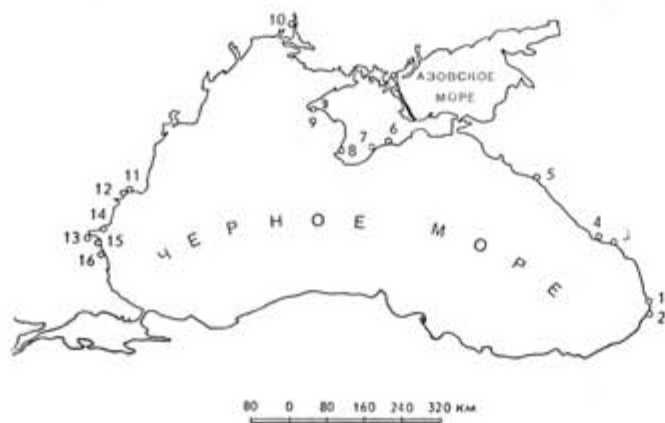


Рис. 3. Основные участки развития голоценовых террас на побережье Черного моря (номера схем соответствуют номерам в табл. 2)

не- и новочерноморский бассейны являются этапами последовательного развития одной посленовоэвксинской трансгрессии и разграничение их крайне условно. В-третьих, оспаривается и главный аргумент, приводимый П. В. Федоровым в пользу выделения новочерноморского этапа, как самостоятельного: большая, нежели современная, соленость новочерноморского бассейна.

Так, Е. Н. Невеский сообщает, что при анализе фауны из нескольких сот прибрежных колонок, в том числе и в зонах непрерывного донного осадконакопления, выявляется «постепенное осолонение Черноморского бассейна от новоэвксинской эпохи до наших дней» (Невеский, 1967). Он указывает также, что расчленение прибрежно-морских осадков на древне- и новочерноморские крайне затруднено, а местами и невозможно.

Добавим, что ряд исследователей террас Черного моря (М. В. Муратов, В. М. Муратов, А. Б. Островский, Д. В. Церетели) по-прежнему используют для характеристики посленовоэвксинских осадков и террас термин «древнечерноморский», введенный и обоснованный А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым. Этой же традиции будут придерживаться и авторы данного сообщения.

Анализ табл. 2 позволяет выявить некоторые закономерности. Прежде всего для террасы характерны сравнительно небольшие амплитуды высот (2—5 м). Террасовые отложения представлены, главным образом, фациями пляжа. Находки фауны сделаны в немногих местах, однако повсюду она представлена более или менее стеногалинными формами. Интересно, например, что в районе Ольвии (Бугский лиман) в террасовых

песках не найдено ни одной солоноватоводной формы кардид и дрейсен, которыми изобилуют современные донные отложения лимана (Федоров, Шилик, 1967). Наиболее стеногалинный характер присущ фауне террасовых отложений побережья Болгарии (Балчик).

Приведенная таблица позволяет охарактеризовать тектоническую деформированность голоценовой террасы, значительно меньшую, чем деформированность более древних террас. Поверхность террасы приподнята (до 5 м) в пределах горных сооружений альпийской орогенической зоны (по периферии Малого Кавказа, на южном склоне Большого Кавказа, в ряде районов побережья Болгарии). В районах интенсивных молодых погружений древнечерноморские осадки находятся ниже уровня моря. М. Ф. Дзвеляя (1959) установил, что в пределах Рионской низменности древнечерноморские слои имеют мощность до 50 м. Радиоуглеродное датирование торфяника в районе г. Потти (Нейштадт и др., 1965) показало, что синхронный древнечерноморским слоям торф (4—5 тыс. лет) залегает на глубине 8—11 м, что хорошо увязывается с данными М. Ф. Дзвеляя.

В районах относительно стабильных, но испытавших умеренные опускания в голоцене (южный берег Крыма, район Херсонеса, Тарханкут, Бугский лиман), древнечерноморская терраса понижена до 2—3 м, что отвечает количественной характеристике голоценовых движений, полученной методом изучения продольных профилей рек (Соколовский, Волков, 1965; Благоволин, Смирнова, 1970).

До сих пор представления о возрасте древнечерноморской террасы основывались исключительно на палеонтологических и археологических данных. Особый интерес представляют последние, поскольку они позволяют датировать определенные этапы развития участков побережья с точностью до столетий. Археологический метод, в сочетании с другими, особенно важен для берегов Черного моря, где сменявшие друг друга поселения человека существовали тысячелетия.

Так, например, находки в отложениях древнечерноморской («первой морской») террасы вещественных остатков кобанской культуры (Громов, 1948) позволили отнести ее формирование ко времени около 2000 лет до н. э. Отчасти по этим данным, отчасти по корреляции с датированными за рубежом аналогичными по высоте террасами Средиземноморья и Атлантики (Федоров, 1963) возраст древнечерноморской террасы определялся примерно в 5 тыс. лет.

Верхний возрастной предел (т. е. несомненное наличие морфологически выраженной и уже осушившейся древнечерноморской террасы) фиксируется довольно точно благодаря тому, что в ряде мест (Херсонес, Ольвия и др.) на поверхности террасы расположены остатки сооружений и культурные слои древнегреческих поселений, существовавших здесь начиная с VII века до н. э. (Благоволин, Щеглов, 1968; Федоров, Шилик, 1967).

Отложения древнечерноморской террасы хорошо увязываются (в ряде речных долин — непосредственно) с верхним комплексом отложений первой надпойменной террасы побережья Западного Кавказа (Островский, 1967); подошва этого комплекса (по данным А. Б. Островского) опущена в устьях на 16—17 м. Таким образом, формирование этой толщи охватывает достаточно продолжительный промежуток времени, по-видимому, с самого начала древнечерноморской трансгрессии.

В ГЕОХИ АН СССР был определен абсолютный возраст донных илов Черного моря по  $C^{14}$  (Виноградов и др., 1963). Полученные датировки помогли определить возраст начальной фазы древнечерноморской трансгрессии. Три образца из илов, лежащих непосредственно на



новоэвксинских осадках, взятые из основания древнечерноморской толщи, как показал анализ, имеют возраст от 9 до 7 тыс. лет, а образец Мо-286, взятый у побережья Босфора и характеризующий конец древнечерноморского периода, имеет возраст около 5 тыс. лет назад.

Первое определение абсолютного возраста древнечерноморской террасы —  $3480 \pm 60$  лет (Мо-500) — было получено лишь в 1970 г. Для этой цели использовались раковины, отобранные в шурфе, который был заложен на древнечерноморской террасе в районе Ольвии на западном

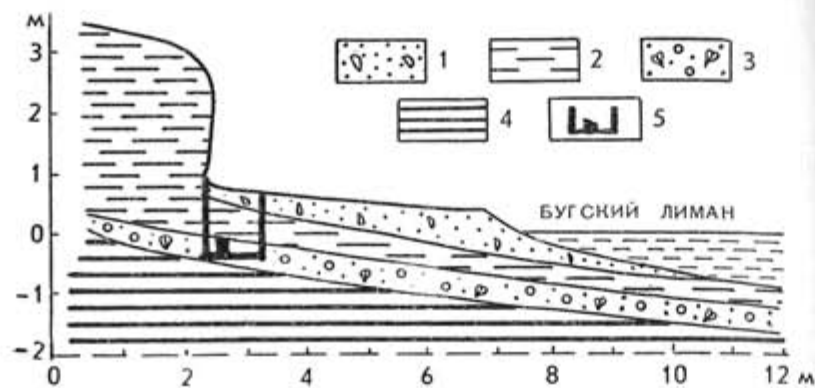


Рис. 4. Стрoение древнечерноморской террасы в районе Ольвии (Бугский лиман). С использованием материалов К. К. Шилика

1 — отложения современного пляжа (преимущественно кварцевые пески); 2 — культурный слой древней Ольвии (плавяты суглинки с археологическими предметами); 3 — древнечерноморские отложения (оолитовые пески); 4 — место отбора раковин на С<sup>14</sup> в шурфе

берегу Бугского лимана. По нашему мнению, данный участок и разрез отложений террасы являются вполне репрезентативными (рис. 4).

Западный берег Бугского лимана принадлежит к относительно стабильной зоне, испытывавшей в голоцене незначительные опускания (Сokolовский, Волков, 1965). Судя по карте скоростей современных тектонических движений, через этот район проходит нулевая изобазы. Следовательно, он очень удобен для определения рельефообразующей роли эвстатических колебаний уровня Черного моря. Наличие культурного слоя VII века до н. э., перекрывающего морские террасовые осадки, позволяет проконтролировать верхний временной предел накопления террасовых отложений в субаквальных условиях.

Проанализированные образцы были взяты К. К. Шиликом из шурфа, расположенного на территории «нижнего города» Ольвии. Здесь на отметках от +1,5—2,0 до -0,8 м по отношению к современному уровню воды в лимане были вскрыты тонкозернистые кварцевые пески с переложенными оолитами и довольно многочисленными раковинами *Mutilus galloprovincialis* Lam. и *Cardium edule* L., которые и подвергались анализу.

Поверхность террасовых отложений (под покровом континентальных суглинков и культурным слоем) имеет отметки в средней части террасы около 2 м над ур. моря. Тыловой шов террасы погребен делювием значительной мощности, но, учитывая общий наклон поверхности, можно предполагать, что высота террасы в тыловой части около 3,0—3,5 м.

Б. Г. Федоров и К. К. Шилик (1967) исследовали часть террасы, находящуюся под водами Бугского лимана. Поверхность аккумулятивной древнечерноморской толщи в пределах современного пляжа находится на глубине до 0,6 м; дальше к осевой части лимана она погружается, и древняя бровка террасы обнаружена на глубине 5—6 м. Наличие на затопленной поверхности построек древней Ольвии служит доказательством того, что в период VII—VI вв. до н. э. вся терраса была осушена.

Благодаря привлечению данных радиоуглеродного метода представляется возможность охарактеризовать основные фазы развития Черного моря в голоцене и соответственно наметить важнейшие рубежи рельефообразования в Причерноморье.

А. Б. Островский (1967), обобщивший большой фактический материал, предлагает для конца плейстоцена и голоцена следующую схему колебаний уровня Черного моря: новоэвксинская регрессия (Q<sub>III-IV</sub>) ≈ -24—26 м; древнечерноморская трансгрессия (Q<sub>IV</sub>) +3+4 м; далее следуют мелкие колебания уровня в пределах первых метров. Установлено, что одновозрастные и сходные по амплитуде врезам переуглубления речных долин характерны для разных структурных зон, для районов с разным режимом молодых движений. Тем самым определяется, видимо, эвстатическая природа колебаний уровня Черного моря в позднем плейстоцене и голоцене.

Датировки донных илов Черного моря, содержащих древнечерноморскую фауну, позволяют установить, что древнечерноморская трансгрессия, сменявшая новоэвксинскую регрессию, началась около 7,5—8,0 тыс. лет назад.

Судя по фациальным изменениям донных и прибрежных осадков Черного моря (Невеский, 1967) и по комплексу данных, полученных при бурении Потийского болота (Нейштадт и др., 1965), можно предполагать, что около 6 тыс. лет назад произошла небольшая регрессия бассейна на общем фоне древнечерноморского трансгрессивного этапа.

Максимум трансгрессии, когда уровень моря превысил современный на 3—4 м, имел место примерно 3,5 тыс. лет назад: эта цифра характеризует возраст древнечерноморской террасы. Затем последовало быстрое падение уровня моря (фанагорийская регрессия П. В. Федорова), поскольку уже 2700 лет назад (VII в. до н. э.) древнечерноморская терраса почти повсеместно осушилась, и ее поверхность была приподнята над уровнем моря минимум на 2—3 м, а скорее всего на 7—9 м.

Последующий этап развития Черного моря и наличие на его берегах еще одной голоценовой террасы (нимфейской, по П. В. Федорову) является предметом дискуссии. Хотя П. В. Федоров в своей монографии (1963) и статьях называет ряд пунктов, где обнаружена нимфейская терраса (высота ее не превышает 1,5—2,0 м над ур. моря), мы не находим достаточно обоснованное выделение этого уровня в качестве самостоятельного и связанного с молодой трансгрессией Черного моря (по П. В. Федорову, она имела место после I века н. э. и была очень кратковременной).

Серьезные соображения против выделения этой террасы привел Е. Н. Невеский (1967), который в ряде случаев наблюдал формирование «нимфейской» террасы современными штормами, особенно зимними. В самом деле поверхность «террасы» высотой в 1,5—2,0 м легко доступна штормам даже средней силы; зимой 1968—1969 гг., очень сильные нагонные ветры поднимали уровень воды на берегах Азовского моря (Геничск, Ейск, Арабатская стрелка) на несколько метров. Широко известны и последствия зимнего шторма на м. Пицунда (Вендров, Зен-

кович, 1970). Тем самым наличие высоких (1,5—2,0 м) аккумулятивных уровней легко объясняется динамикой современных волновых процессов. Специально проведенные исследования в Западном Крыму, побережье которого изобилует хорошо датированными археологическими памятниками (Благоволин, Щеглов, 1968), установили, что в ряде участков побережья низкая терраса (1—2 м), которая должна была быть отна к нимфейскому уровню, является несомненно древнечерноморской, поскольку на ней существуют культурные слои и постройки, начиная с VII—V веков до н. э. Наряду с этим, тщательное обследование остатков многих античных поселений, расположенных на низких террасах вблизи уровня моря, показало, что они никогда не находились под уровнем моря, превышавшим современный.

Все эти факты позволили нам еще несколько лет назад высказать серьезные сомнения в существовании нимфейской трансгрессии и созданной ею низкой террасы.

### Низкие террасы Каспийского моря и их возраст

Впадина Каспийского моря является гетерогенной по своей структуре и, подобно впадине Черного моря, отличается наибольшей тектонической мобильностью среди внутриконтинентальных морских бассейнов Европейской части СССР. Большую часть своей четвертичной истории Каспий оставался замкнутым водоемом. На отдельных этапах он соединялся с Черным морем, образуя единый Понто-Каспий, и в эти отрезки времени выступал в качестве крайнего восточного форпоста южноевропейской системы средиземных морей.

Эти особенности четвертичного развития вносят серьезные трудности в проблему корреляции морских террас Каспийского и Черного морей, так как непосредственные переходы соответствующих террасовых уровней периодов общего и автономного существования оказались уничтоженными в результате молодых тектонических движений и интенсивной деятельности субаэральных процессов. Если вопрос о сопоставлении раннеплейстоценовых (чаудинских и бакинских) образований в общем в настоящее время можно считать более или менее решенным, то корреляция более молодых террас, особенно позднеплейстоценовых и голоценовых, вызывает большие дискуссии.

Особый этап развития Каспийской впадины связан с хвалынским и новокаспийским временем. Он резко выделяется от предыдущих этапов морфологией террасовых спектров, биостратиграфическими признаками, литологией отложений. В большинстве случаев ему соответствуют аккумулятивные террасы, образующие обширные приморские равнины. Если более древние террасы в разных морфоструктурных областях оказались сильно деформированными и поднятыми на различную высоту, то хвалынские и новокаспийские уровни обнаруживают в целом удивительное постоянство своего высотного положения на всех участках побережья. Отдельные деформации береговых линий связаны обычно с локальными структурами и зафиксированы на небольших площадях. Поэтому хвалынские и новокаспийские террасовые уровни играют особую роль морфостратиграфических «опорных горизонтов».

Хвалынскому времени на побережье Каспия соответствуют шесть террасовых уровней и серия береговых линий на подводном береговом склоне. Вопрос о количестве и конкретной возрастной принадлежности последних остается пока неясным. Хвалынские террасы морфологически и биостратиграфически подразделяются на два комплекса.

1) Раннехвалынские террасы соответствуют трем трансгрессивным стадиям Каспия: максимальной — на абсолютных высотах 45—50 м (или 73—78 м относительно уровня Каспия), буйнакской (ясамальской) — 15—20 м (43—48 м) и туркменской (килязинской) — 8—12 м (36—40 м), а также промежуточной — кизылбулакской, встречающейся на отдельных участках кавказского побережья на высотах 28—30 м (56—58 м). Они характеризуются фауной с руководящей формой *Didacna praetrigonoides* Nal.

2) Позднехвалынские террасы соответствуют также трем трансгрессивным стадиям с береговыми линиями на высотах: махачкалинская (сангачальская) 0÷—2 м (26—28 м относ.), сартасская (яшминская) — 8÷—10 м (18—20 м) и дагестанская (шураабдская) — 16÷—18 м (10—12 м). Они характеризуются фауной с руководящей формой *Didacna trigonoides* Nal.

Ранне- и позднехвалынские террасы разделяются глубокой и длительной регрессивной фазой.

Все отмеченные выше террасы имеют характерное двучленное строение: трансгрессивные морские отложения на многих участках побережья обычно перекрывают субаэральные осадки (аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, золовые, оползневые, болотные и т. д.). Таким образом, образованию каждой стадийной террасы предшествовало значительное регрессивное понижение уровня моря. Следы этих регрессивных стояний моря прослеживаются в виде затопленных береговых линий на глубинах до —100 м.

Чаще всего хвалынский этап в истории Каспия синхронизировался с поздним плейстоценом и сопоставлялся с карангатом (неотирреном) Черного моря (Муратов, 1960; Леонтьев, 1964; Федоров, 1957). Однако в последнее время появилась тенденция относить к позднему плейстоцену лишь раннехвалынские образования, а позднехвалынский комплекс включать в голоцен (Федоров, 1967).

Поэтому принципиальное значение имеют абсолютные датировки возраста, полученные в последнее время по  $C^{14}$  для позднехвалынских террас Апшеронского полуострова (Девирц и др., 1970). На северном побережье в районе сел. Герадиль и Пиршаги отложения террасы максимальной (махачкалинской, сангачальской) стадии позднехвалынской трансгрессии датируются  $12\,350 \pm 190$  лет. В районе соленого озера Зых аналогичная терраса имеет возраст  $15\,020 \pm 500$  лет. Образец в 4 м ниже по разрезу в том же месте дал возраст  $26\,700 \pm 1\,000$  лет; однако в геологическом отношении осталось неясным — относится ли он к низам позднехвалынской аккумулятивной толщи или фиксирует цоколь из более древних по возрасту хвалынских отложений. Во всяком случае датировка максимума позднехвалынской трансгрессии оказывается довольно близкой — в пределах 12—15 тыс. лет.

Не меньшее значение имеет датировка и самой молодой (дагестанской, шураабдской) стадии позднехвалынской трансгрессии. В районе сел. Шихово верхняя часть разреза этой террасы с фауной новокаспийского типа (*Cardium edule* L. и др.) имеет возраст  $7\,530 \pm 160$  лет, а нижняя  $14\,400 \pm 230$  лет (т. е. относится уже к максимальной стадии).

Таким образом, можно с уверенностью констатировать, что максимум позднехвалынской трансгрессии не выходит за рамки позднего плейстоцена и относится к позднеледниковью. В то же время более молодые фазы затухания этой трансгрессии приходятся уже на начало голоцена.

Историю новокаспийского бассейна обычно начинали со значительной позднехвалынской регрессии. В ранних работах по Каспию



(П. А. Православлев, С. А. Ковалевский и др.) начало новокаспийской трансгрессии принималось как очень молодое — XIV век н. э. Позднее Л. С. Берг (1934) отнес эту границу к доисторическому времени. Однако уже первые расчеты по скорости осаднения солей показали, что начало трансгрессии следует относить к периоду 3500—4000 лет (Геллер, 1938). Эта цифра хорошо сопоставляется с определением возраста послехвалынской (мангышлакской) регрессии по палеогеографическим данным в 4000—6000 лет (Леонтьев, Федоров, 1963) и палеофлористическим расчетам в 5000—5500 лет (Самсонов, 1963).

Приведенные оценочные данные подтверждены радиоуглеродной датировкой новокаспийской террасы Апшеронского полуострова, установленной в лаборатории ГЕОХИ. Возраст раковин, отобранных из отложений 6—7-метровой террасы, определен в  $3450 \pm 120$  лет (Mo-505). Следовательно, есть основания сопоставлять новокаспийскую трансгрессию со среднеголоценовой трансгрессией других бассейнов (древнечерноморской, фландрской, литориновой).

В развитии новокаспийской трансгрессии выделяют три стадии (Леонтьев, 1959, 1961; Лилиенберг, 1961; Рычагов, 1970; Федоров, 1957), которым на побережье соответствуют две морфологически четко выраженные террасы с береговыми линиями на высотах  $-21 \div -22$  м (6—7 м относ.) и  $-25 \div -26$  м (2—3 м относ.). Средняя стадия менее отчетливо выражена, кое-где она прослеживается в виде промежуточной террасы. В ряде мест, однако, она хорошо выделяется в разрезах, особенно в Западной Туркмении, по наличию прослоев торфянистых и солончаковых глин (Самсонов, 1963).

Максимальная новокаспийская трансгрессия, возраст которой определен по  $C^{14}$ , сменилась дербентской регрессией до  $-10 - 12$  м (Леонтьев, Федоров, 1953). На основе анализа ритмов увлажнения, историко-археологических данных и анализов торфоподобного горизонта в отложениях Западной Туркмении возраст этой регрессии определяется VI—V вв. до н. э. (Леонтьев, 1961; Самсонов, 1963).

Максимум последовавшей за этим средней стадии новокаспийской трансгрессии обычно сопоставляется с началом нашей эры (Леонтьев, 1961; Самсонов, 1963). Абсолютная датировка отложений из верхней части этой серии в районе сел. Шихово на юго-западе Апшеронского полуострова дала возраст  $1190 \pm 170$  лет (Девирц и др., 1970), что соответствует концу VIII века н. э. Это хорошо согласуется с наличием скифских захоронений на поверхности этой террасы в восточной части Апшеронского полуострова, которые сейчас находятся частично ниже современного уровня моря.

Поступательный размах отдельных фаз новокаспийской трансгрессии имел ярко выраженную тенденцию к затуханию. Поэтому последовавшее за средней стадией регрессивное понижение уровня моря достигало только 3—5 м и фиксируется на подводном береговом склоне четко выраженным уступом береговой линии, комплексом береговых аккумулятивных форм, сопряженной серией затопленных субаэрельных форм и историко-археологических памятников. Регрессия приурочена ко второй половине нашей эры (VIII—IX века) и соответствует эпохе пониженной увлажненности и так называемому архызскому перерыву в оледенении Кавказа Г. К. Тушинского (1966).

Последняя стадия новокаспийской трансгрессии, фиксируемая террасой  $-25 \div -26$  м (2—3 м относ.), была приурочена к XIII—XV векам нашей эры. Это подтверждается и абсолютными датировками отложений из основания берегового вала на севере Апшеронского полуострова, которые дали цифру порядка  $470 \pm 60$  лет (Девирц и др., 1970).

Изложенный в настоящей статье материал позволяет провести предварительное сопоставление молодых этапов истории развития трех морских бассейнов Европейской части СССР, а также выяснить, когда образовались низкие террасы. Наиболее благоприятные возможности для корреляции террас выявлены в пределах трансгрессивных периодов, обусловленных общим эвстатическим повышением уровня Мирового океана (Черное и Балтийское моря), а также нарастанием гумидности климата (Каспийское море). Необходимо отметить, что закономерности, справедливые по отношению к рассматриваемым морям, не противоречат современным представлениям о колебаниях уровня Мирового океана в позднечетвертичное время (Fairbridge, 1961; Shepard, 1963; Curray, 1965, и др.). На прилагаемой схеме (табл. 3) видно, что голоценовая история морей, имеющих ограниченную связь с Мировым океаном (Черное и Балтийское моря) или изолированных от него (Каспийское море), подразделяется на три крупных периода:

1. Раннеголоценовый, характеризовавшийся господством регрессивных условий в Каспийском море и довольно низкими уровнями Черного и Балтийского морей по сравнению с современным. В то же время уровень Мирового океана значительно повысился по сравнению с максимумом позднечетвертичной регрессии.

2. Среднеголоценовый, ознаменовавшийся распространением крупной трансгрессии после установления водообмена с Мировым океаном (Черное и Балтийское моря), а также под воздействием нарастания гумидности на юго-востоке Европейской части СССР (Каспийское море); на фоне этой трансгрессии выявлены небольшие регрессивные фазы.

3. Позднеголоценовый с регрессивной фазой в начале и последующими небольшими колебаниями уровня на общем фоне развивающейся трансгрессии.

Обращает на себя внимание общая синхронность начала среднеголоценовой трансгрессии (около 7,5—8,0 тыс. лет назад), с которым связана резкая перестройка в динамике и направленности процессов формирования берегов и рельефа приморских территорий. К этому времени, по мнению П. А. Каплина (1970), фактически восходит начало создания современной береговой зоны морей, однако это положение оказывается справедливым только для тектонически стабильных районов. В районах, испытывавших активное влияние молодых тектонических движений, приходится вводить соответствующие поправки. Нами выявлены также признаки кратковременной регрессивной фазы, имевшей место около 6 тыс. лет назад в Черноморском и Балтийском бассейнах, а также на Каспии. При этом сопоставлении в разных бассейнах допустимы небольшие хронологические смещения (порядка столетий), однако «зеркальное» соотношение колебаний уровня разных морей в голоцене не наблюдается.

При определении отдельных вех в развитии среднеголоценовой трансгрессии необходимо учитывать воздействие тектонического фактора. В относительно стабильных районах максимум среднеголоценовой трансгрессии приходился на середину суббореала: от 4,0 до 3,0 тыс. лет в разных местностях южнобалтийского побережья, около 3,5 тыс. лет в Черноморском и Каспийском бассейнах. Именно к этому времени относится формирование верхних горизонтов отложений самой молодой террасы, почти повсеместно развитой в указанных районах.

В наиболее подвижных районах советского побережья Балтики, испытывавших влияние молодого поднятия, образование более высоких террас приходилось на раннеатлантическую стадию трансгрессии — около



Таблица 3

## Колебания уровня Балтийского, Черного и Каспийского морей в голоцене

Климатические периоды	Балтийское море	Черное море	Каспийское море
Субатлантичский менее 3,0	Небольшие колебания уровня во время лимниевой стадии Постлиториновая регрессия	Фанагорийская регрессия не менее 3,0	Конiec поздней стадии 0,45 Конiec средней стадии 1,2
Суббореальный 4,7—3,0	Максимум трансгрессии в относительно стабильных районах 4,0—3,0 Начало позднеатлантической стадии 6,3	Максимум древнечерноморской трансгрессии 3,5	Максимум трансгрессии 3,5
Атлантический 7,0—4,7	Регрессия 6,2 Раннеатлантическая стадия 7,1—6,2	Регрессия 6,0	Регрессия
Бореально-атлантический 7,8—7,0	Максимум трансгрессии в подвижных районах 7,0 Регрессия 7,2 Стадия мастоголая около 7,5 Начало регрессии 8,0—7,8	Начало древнечерноморской трансгрессии 7,5—8,0	Последняя — дагестанская стадия 7,5
Бореальный 9,0—7,8	Пресноводные и солоноводные бассейны (регрессивный этап) 10,2—8,0	Последовательное повышение уровня моря в переходное время от новозкенинского этапа к древнечерноморскому	Регрессивный этап
Добореальный 10,2—9,0	Приледниковые плотинные бассейны		Максимум махачкалинской стадии более 12,0
Позднеледниковый готигляциальный 13,2—10,2			

Примечание: Возраст указан в тысячелетиях от 1950 г.

7,0 тыс. лет назад. Ниже там нередко представлена серия регрессивных ступеней. В горных районах Понто-Каспия голоценовые террасы пока не имеют точных датировок, хотя такие данные недавно установлены для более древних — позднеплейстоценовых террас Каспия (Девирц и др., 1970).

Окончание среднеголоценовой трансгрессии в тектонически стабильных районах, по всей вероятности, имело место в конце суббореала, когда образовались уступы низких террас. Наиболее точные возрастные оценки удалось получить в районе Бугского лимана и на Черноморском побережье Крыма (Благоволин, Щеглов, 1968; Федоров, Шилик, 1967) с привлечением археологических и геоморфологических данных, в свете которых фанагорийская регрессия началась не позднее 3 тыс. лет назад.

## ЛИТЕРАТУРА

- АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д., СТРАХОВ Н. М.: 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, М.-Л.  
БЕРГ Л. С.: 1934. Уровень Каспийского моря за историческое время.— Проблемы физической географии, вып. 1. М.-Л.

- БЛАГОВОЛИН Н. С., СМИРНОВА И. П.: 1970. Карта падения рек Крыма и ее структурно-геоморфологический анализ.— В сб.: Проблемы изучения Черноморской анклавы. Изд-во «Наука», М.  
БЛАГОВОЛИН Н. С., ЩЕГЛОВ А. Н.: 1968. Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в юго-западном Крыму.— Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2.  
ВЕНДРОВ С. Л., ЗЕНКОВИЧ В. П.: 1970. Проблемы исследований и защиты берегов.— Геоморфология, № 1.  
ВИНОГРАДОВ А. П., ДЕВИРЦ А. Л., ДОБКИНА Э. И., МАРКОВА Н. Г.: 1963. Определение абсолютного возраста по  $C^{14}$ . Сообщение 4.— Геохимия, № 9.  
ВИНОГРАДОВ А. П., ДЕВИРЦ А. Л., ДОБКИНА Э. И., МАРКОВА Н. Г.: 1969. Новые датировки позднечетвертичных отложений по радиоуглероду.— Геохимия, № 10.  
ГЕЛЛЕР С. Ю.: 1938. К вопросу о происхождении бессточных впадин.— Проблемы физической географии, вып. 5. М.-Л.  
ГРИНБЕРГС Э. Ф.: 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига.  
ГРОМОВ В. И.: 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Тр. Ин-та геологических наук, вып. 64, геол. серия, № 17.  
ГУДЕЛИС В. К.: 1965. Древние береговые образования и особенности развития Балтийского моря на территории Восточной Прибалтики.— В кн.: Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука».  
ДАВЫДОВА Н. Н., ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., КВАСОВ Д. Д., МАСИЦКА Г., СПИРИДОНОВА Е. А.: 1970. Новые данные по стратиграфии донных отложений южной Балтики.— Baltica, vol. 4. Вильнюс.  
ДЕВИРЦ А. Л., МАРКОВА Н. Г., СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р.: 1968. Контроль геологических оценок возраста древнебалтийских береговых образований по  $C^{14}$ .— Доклады АН СССР, т. 182, № 6.  
ДЕВИРЦ А. Л., ЗУБАКОВ В. А., ПРОКОФЬЕВА И. И., ЛЕВ О. Э., НЕВЕССКАЯ Л. А.: 1970. Радиоуглеродный возраст раковин морских моллюсков из позднехвалынских морских террас Апшеронского полуострова.— В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Географическое общество СССР, Л.  
ДЗВЕЛЯЯ М. Ф.: 1959. Геологическое строение Колхидской низменности.— Доклады АН СССР, № 3.  
ДОЛУХАНОВ П. М.: 1970. О колебаниях уровня моря и внутренних водоемов Южной Прибалтики в голоцене. В кн.: История озер (Труды Всесоюзного симпозиума по основным проблемам пресноводных озер, т. 2), Вильнюс.  
История озер Северо-Запада. 1967. Географическое общество СССР, Л.  
КАПЛИН П. А.: 1970. Развитие береговой зоны морей и океанов в послеледниковое время. Автореферат докт. дисс. М.  
КЕССЕЛЬ Х. Я.: 1961. Древние береговые образования бассейна Балтийского моря в Эстонской ССР.— Тр. Ин-та геологии АН Эстонской ССР, т. 8.  
КЕССЕЛ Х. Я.: 1963. Возраст трансгрессий голоценовых бассейнов Балтики в Эстонии по палинологическим данным.— Baltica, vol. 1. Вильнюс.  
КЕССЕЛ Х., ПУННИНГ Я.-М.: 1969. Об абсолютном возрасте голоценовых трансгрессий Балтики на территории Эстонии.— Изв. АН Эстонской ССР, химия-геология, т. 18, № 2.  
КЕССЕЛ Х. Я., РАУКАС А. В.: 1967. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Таллин.  
КИПИАНИ М. Г., КОРОТКЕВИЧ Л. С., КОЛБУТОВ А. Д., КУПЦОВА И. А.: 1966. Об одном из опорных разрезов позднего и послеледниковых отложений северо-восточной Прибалтики.— Материалы и исследования по археологии СССР, № 126. «Наука», М.-Л.

- ЛЕОНТЬЕВ О. К.: 1959. К вопросу о масштабах и возрасте новокаспийской трансгрессии.— Тр. Океанографической комиссии АН СССР, т. 4.
- ЛЕОНТЬЕВ О. К., ФЕДОРОВ П. В.: 1953. К истории Каспийского моря в поздне- и послеледниковое время.— Изв. АН СССР, сер. географ., № 4.
- ЛИЛИЕНБЕРГ Д. А.: 1961. Морские террасы восточного Закавказья.— Сб. «Геологические сообщения», вып. 3. М.
- МИЛАНОВСКИЙ Е. С.: 1968. Новейшая тектоника Кавказа. Изд-во «Недра», М.
- МУРАТОВ М. В.: 1960. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря.— Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. геол., т. 35, вып. 5.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. Изд-во «Наука», М.
- НЕЙШТАДТ М. И., ХОТИНСКИЙ Н. А., ДЕВИРЦ А. Л., МАРКОВА Н. Г.: 1965. Имнатское болото (Грузинская ССР). В кн.: «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода». Изд-во «Наука», М.
- ОСТРОВСКИЙ А. Б.: 1967. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья.— Изв. АН СССР, сер. географ., № 1.
- САМСОНОВ С. К.: 1963. Палеогеография Западной Туркмении в новокаспийское время. Изд-во АН СССР, М.
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р.: 1969. Палеогеография и радиохронология восточной Прибалтики на рубеже раннего и среднего голоцена.— В кн.: Голоцен. М., «Наука».
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р., ПУНИНГ Я.-М. К.: 1969. Результаты палинологического и радиохронологического исследования погребенного голоценового торфяника в районе Горелово-Койерово под Ленинградом.— В кн.: Голоцен. «Наука», М.
- СОКОЛОВСКИЙ И. Л., ВОЛКОВ Н. Г.: 1965. Методика поэтапного изучения неотектоники. Изд-во «Наукова думка», Киев.
- ФЕДОРОВ Б. Г., ШИЛИК К. К.: 1967. Погребенная новочерноморская терраса на берегу Бугского лимана.— Изв. АН СССР, сер. географ., № 3.
- ФЕДОРОВ П. В.: 1957. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря.— Тр. Геологического ин-та АН СССР, вып. 10. М.
- ФЕДОРОВ П. В.: 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Изд-во АН СССР, М.
- BAŹZYK J.: 1963. Genèse de la Presqu'île de Hel, sur la base du développement du Golf de Gdańsk.— Baltica, vol. 1. Vilnius.
- BERGLUND B. E.: 1964. The post-glacial shore displacement in eastern Blekinge, south-eastern Sweden.— Sveriges Geologiska Undersökning, ser. C, No. 599. Stockholm.
- CURRAY J. R.: 1965. Late Quaternary history, continental shelves of the United States.— In: The Quaternary of the United States. Princeton.
- FAIRBRIDGE R. W.: 1961. Eustatic changes in sea level.— In: Physics and chemistry of the Earth. Vol. 4. New York.
- LUNDQVIST G.: 1965. C-14 dateringar från Gotland.— Sveriges Geologiska Undersökning, ser. C, No. 602. Stockholm.
- MUNTHE H.: 1940. Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse.— Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens handlingar, ser. 3, bd. 19, No. 1. Stockholm.
- NILSSON E.: 1968. Södra Sveriges senkvartära historia. Geokronologi, issjöar och landhöjning.— Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens handlingar, ser. 4, bd. 12, No. 1. Stockholm.
- SAURAMO M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee.— Annales Academiae Scientiarum Fennicae, ser. A 3, No. 51. Helsinki.
- SHEPARD F. P.: 1963. Submarine geology. 2nd ed. New York.

## TENTATIVE CORRELATION OF YOUNG MARINE TERRACES OF THE BALTIC AND PONTO-CASPIAN REGIONS ON THE BASE OF GEOLOGICAL, GEOMORPHOLOGICAL AND RADIOCARBON DATA

by

N. S. BLAGOVOLIN, A. I. DEVIRTS, D. A. LILIENBERG, L. R. SEREBRYANNY

### SUMMARY

There are the best possibilities for terrace correlation during the transgressions caused by general eustatic sea-level changes (Black and Baltic seas) and by increased humidity of climate (Caspian Sea). The main chronological successions are shown in Table 3. The Holocene history of three above named seas is subdivided into the following periods:

1. Early Holocene with predominant regression and low levels, though the ocean level was higher than at the maximum of late Pleistocene regression.

2. Middle Holocene with large transgression after the beginning of water exchange of the Baltic and Black seas with the ocean or under the influence of increased humidity in southeastern Europe.

3. Late Holocene with a regression at the beginning and following small oscillations of sea level (start of new transgression of the World ocean).

The Middle Holocene transgression began in three seas at the same time interval, about 7500—8000 years B. P. and was marked by deep changes in the dynamics and trend of geomorphological processes in coastal regions. P. A. Kaplin (1970) believes that the formation of present coastal zone began world-wide during the same interval. According to our data this conception seems to be true only in stable regions and it is necessary to make corresponding corrections for mobile regions.

During the Middle Holocene period the main events in three seas were synchronous. Maximum of this transgression was reached between 4000 and 3000 years B. P. in South Baltic areas and about 3500 years in the Black and Caspian seas when the upper horizons of broadly distributed terrace deposits were formed in stable areas. In the most mobile areas of Eastern Baltic the deposits of high Littorina terraces were accumulated during the Early Atlantic time, about 7000 years B. P. Probably the end of Middle Holocene transgression took place in stable areas in late Subboreal when terrace scarps were created. Due to archeological data this event was determined after 3000 years B. P. in the north-west of the Black Sea coast.

Поступило: 22.4.1972

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЙ (ГОЛОЦЕНОВОЙ) ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЧЕРНОМОРСКОГО И БАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНОВ

Д. В. ЦЕРЕТЕЛИ, Тбилиси

Изучение поздне- и послеледниковой истории Черного и Балтийского морей имеет существенное значение для установления характера физико-географических условий, меняющихся в течение всего голоценового времени.

Изучение накопленных за два последних десятилетия геологических материалов позволяет заключить, что прибрежная полоса Колхидской низменности представляет собой классический участок для изучения стратиграфии плейстоценовых морских отложений Черноморского бассейна. С сожалением надо отметить, что послеледниковой истории развития Черного моря, в том числе ее восточного побережья, посвящено сравнительно мало работ. Восстановление палеогеографической ситуации на Черноморском побережье Колхидской низменности и в прилегающих к ней районах, а также расчленение осадков голоценового времени стало возможным в результате бурения, проведенного разными организациями (Грузгеолуправление, «Грузнефть», Колхидстрой и др.). В результате изучения этих материалов начали появляться работы, посвященные послеледниковой истории Черного моря и Колхидской низменности (Зунтуриди, Моцерелия, Доктуровский, Лалиев, Невесский, Федоров, Церетели, Куфтин, Хоштария). Многочисленные буровые скважины, заложенные на Колхидской низменности, вскрыли последовательно чередующиеся стратиграфические горизонты морских отложений от чауды до голоцена включительно. Здесь же уместно отметить, что стратиграфия черноморских плейстоценовых террасовых отложений затрудняется из-за бедности их фаунистическими остатками. Тем большее значение приобретает изучение всей серии стратиграфических горизонтов, содержащих характерные для отдельных горизонтов фаунистические комплексы. Это обстоятельство на современном этапе изучения других разрезов черноморского побережья позволяет считать плейстоценовые морские отложения Колхидской депрессии опорным стратотипом.

Здесь мы не остановимся на характеристике фаунистически изученных чаудинского, древнеэвксино-узунларского, карангатского и новоэвксинского горизонтов, установленных в Колхидской депрессии. Комплексное изучение материалов специально заложенных в 1970 г. Грузгеолуправлением по просьбе Института географии АН ГССР буровых скважин на причерноморском побережье Колхиды даст возможность в дальнейшем уточнить стратиграфию плейстоценовых морских отложений Черноморского бассейна.



Существующие геологические и биостратиграфические материалы свидетельствуют о колебаниях уровня Черного моря, вызванных как гляциостатическим, так и тектоническим факторами в позднеледниковое и голоценовое время. Геологические данные дают основание предполагать, что с наступлением последней ледниковой эпохи происходит сокращение карангатского моря. Однако в течение первой половины валдайского (вюрмского) оледенения до максимального развития ледникового покрова в Рионскую долину Колхидской низменности вдавался залив новоэвксинского бассейна. А. Г. Лалиев (1957) приводит список фауны из новоэвксинских отложений (определение А. Г. Эберзина), характерных для пресноводного бассейна (*Monodacna pontica* Eichw., *M. ex gr. colorata* Eichw., *Didacna ex gr. crassa* Eichw., *Corbicula fluminalis*, *Valvata*, *Unio* и др.)

Новоэвксинские морские отложения на Колхидской низменности в некоторых скважинах вскрыты на глубине 30—40 м. На этой же глубине установлены затопленные каньоны эрозионных долин новоэвксинского века. По некоторым исследованиям понижение уровня новоэвксинского моря выражалось величиной порядка 100 м.

Геологические, палинологические и археологические материалы указывают на существование нескольких кратковременных фаз отступления и наступания моря (более ограниченных масштабов, чем в нижнем и среднем плейстоцене). Доказательством этому служат установленные посредством бурения слои торфяных горизонтов в древнечерноморских отложениях.

После образования торфяного горизонта над новоэвксинскими отложениями на глубине 41,0 м произошло наступание моря на Колхидскую низменность, известное еще со времен Н. И. Андрусова, А. Д. Архангельского и Н. И. Страхова как древнечерноморская трансгрессия. Поднятие уровня древнечерноморского бассейна и установление связи со Средиземноморским бассейном совпадает во времени с таянием ледникового покрова последней ледниковой эпохи. Остальные торфяные горизонты залегают на глубине 36,8 м, 18,9 м и 10,7 м (в некоторых скважинах торфяные горизонты встречаются на несколько метров выше или ниже), в окрестностях Патара-Поти, Кулеви и в других пунктах Колхиды. Следовательно, можно заключить, что имели место четыре кратковременных колебания уровня моря в посленовоэвксинское или послеледниковое время. Эти колебания вызваны общими для Черного и Балтийского морей причинами: деградацией континентального ледникового покрова и тектоническими подвижками.

В древнечерноморских отложениях обнаружен торфяной горизонт на глубине 36 м мощностью 0,4 м. Вместе с тем, как правильно указывал в свое время Л. А. Варданыц (1948), в нижних горизонтах древнечерноморских отложений встречаются смешанные формы новоэвксинской и древнечерноморской фауны: *Dreissensia*, *Micromelania*, *Monodacna*, вместо характерных для Черного моря *Cardium edule* L., *Mytilus*, *Hydrobia*. В верхних горизонтах над торфом встречаются типичные средиземноморские формы моллюсков, связанных с интенсивным проникновением морских вод через Босфорский пролив. Вышесказанное позволяет нам выделить в древнечерноморском горизонте два кратковременных трансгрессивных этапа с соответствующими отложениями — «нижнедревнечерноморскими» и «позднедревнечерноморскими» (или верхнедревнечерноморскими). Последнюю трансгрессию П. В. Федоров отмечает как новочерноморскую. Образование торфа связано с регрессивными фазами. Два торфяных горизонта, залегающие выше позднедревнечерноморских отложений, связаны с понтийской регрессией (горизонт

на глубине 18 м) и эгрисской регрессией (горизонт на глубине 10 м), и перекрывающие их маломощные морские отложения — соответственно с фазисской трансгрессией и последним этапом голоценовой истории Черного моря — лазской трансгрессией.

Упомянутые колебания уровня Черного моря, выразившиеся в смежные кратковременных трансгрессивных и регрессивных фаз в голоцене, по всем палеогеографическим данным связаны с общими изменениями климатических условий в поздне- и послеледниковое время по схеме Блитта и Сернандера. Поэтому неудивительно, что трансгрессивные и регрессивные фазы послеледникового периода, проявившиеся в Черноморском бассейне, в общем совпадают с таковыми Балтийского моря.

Сопоставление истории развития Черного и Балтийского морей в значительной степени облегчается фундаментальными исследованиями послеледниковой истории Балтийского бассейна, которые были предприняты К. К. Марковым, Г. И. Горецким, К. К. Орвику, В. К. Гуделинским, В. П. Гричуком, Л. Р. Серебряным, учеными Ленинграда и прибалтийских республик, польскими и германскими учеными.

При сравнении истории развития этих бассейнов вырисовывается следующая картина.

Финальная регрессивная фаза новоэвксинского озера I—II моря и умеренно холодный климатический режим Западного Закавказья во времени совпадают с образованием Балтийского озера-моря и соответствующим арктическим режимом.

С улучшением климатического режима в добореальное время на севере происходило образование Иольдиевого моря на места Балтийского озера, а на юге трансгрессия древнечерноморского моря. Последующая Колхидская регрессия в древнечерноморском бассейне ознаменовалась образованием торфяников (на глубине 36 м), совпадающим по времени с установлением бореального климатического режима, а в Балтийском бассейне в это время Иольдиевое море превращается в Анциловое озеро.

Более ясная картина рисуется со среднеголоценового времени. Образование более обширного, чем современное, позднедревнечерноморского моря совпадает с первой фазой литориновой трансгрессии и климатическом оптимуме атлантической фазы. Вторая фаза литориновой трансгрессии, наступившая после кратковременной регрессии, соответствует фазисской трансгрессии в Черноморском бассейне, наступившей после понтийской регрессии с образованием торфа на глубине 18 м в центральной части Колхиды.

После эгрисской регрессии в Колхиде устанавливается суббореальный климатический режим. Здесь отлагается торф на глубине 10,7 м. Последний перекрывается новейшими морскими отложениями лазской трансгрессии, при которой имел место субатлантический климатический режим. В Балтийском бассейне в это же время после сокращения II-го литоринового бассейна происходит увеличение послелиторинового бассейна до современных размеров Балтийского моря. В последнее тысячелетие в обоих бассейнах также имеют место колебания уровней. Они объясняются современными движениями, т. е. колебаниями земной коры, а частично — эвстатическим фактором. Последний приобретает существенное значение в периоды усиленного таяния арктического и антарктического ледниковых покровов. Подтверждением существования общих черт в истории Черного и Балтийского морей в послеледниковое время служат результаты пыльцевых анализов торфяников и из археологических памятников в местах остатков материальной культуры человека

Схема сопоставления послеледниковой (голоценовой) истории развития Черноморского и Балтийского бассейнов и колебаний климатических фаз (Д. В. Церетели)

Черноморский бассейн		Балтийский бассейн		Климатический режим	Археологический век
трансгрессия	регрессия	трансгрессия	регрессия		
Современное положение уровня Черного моря		Современное положение уровня Балтийского моря		Современное состояние	Железный век
лазская	—	Послелиториновая стадия	—	Субантлантическая фаза	
—	эгрисская	—	стадия сокращения	Суббореальная фаза	Поздняя бронза
фазисская	—	II Литориновое море	—	—	
—	Понтийские отложения торфяного горизонта	—	стадия сокращения	Атлантическая фаза	Ранняя бронза Энеолит
Позднедревнечерноморская	—	I Литориновое море	—		
—	Колхидские отложения торфяного горизонта	—	Анцилово озеро	Бореальная фаза	Неолит
Нижнедревнечерноморская	—	Иольдиевое море	—	Добореальная фаза	Мезолит (поздний)
Финальная стадия Новоэксинского озера-моря	Регрессивная фаза	—	Балтийское озеро	Арктическая фаза	Мезолит (ранний)

на причерноморском побережье Колхиды (Доктуровский, 1936; Куфтин, 1950; Нейштадт, 1957; Нейштадт, Хотинский, 1963).

В нижнем голоцене, вслед за отступанием Скандинавского ледника и образованием Балтийского моря, в эпоху древнечерноморской трансгрессии в Западном Закавказье и, в частности в Колхиде, устанавливаются более благоприятные по сравнению с имевшими место в валдайскую ледниковую эпоху, климатические условия. Открытые в последнее время мезолитические стоянки в причерноморском районе Грузинской ССР содержат по определению Н. О. Бурчак-Абрамовича ископаемые остатки млекопитающих, которые указывают на улучшение климатических условий в течение всего мезолита (Церетели, 1970). Колхидская регрессия в Черноморском бассейне совпадает во времени с установлением бореального климатического режима и образованием Анцилового озера в Балтийском бассейне.

Атлантическая фаза климатического оптимума и первая фаза литориновой трансгрессии в Черноморском бассейне выразились в позднедревнечерноморской трансгрессии и развитии неолитической культуры в Закавказье, в том числе на Черноморском побережье Грузии. С этого времени в связи со значительным улучшением климатических условий неолитический человек чаще выбирает открытые места для стоянок (одишская). На территории Прибалтики и севера России в это время имел место расцвет мезолитической культуры (датировка по  $C^{14}$   $7810 \pm 170$  и  $7720 \pm 180$  лет) (Серебрянный, Виноградов, Девириц, Добкина и др.).

После фазисской трансгрессии при эгрисской регрессии происходит значительное сокращение Черноморского бассейна. Археологические памятники энеолитического и раннебронзового века, найденные около Кулеви Н. В. Хоштария и датированные IV—III тысячелетием до н. э. перекрыты новейшими морскими отложениями лазской (фландрской по П. В. Федорову) трансгрессии. Такими же, если не более древними, надо считать остатки энеолитической культуры и ранней бронзы, вскрытые ниже современного уровня моря у городов Очамчире и Сухуми (Куфтин, Соловьев). На освободившейся от моря Колхидской низменности в заболоченных местах имеются искусственные курганы с остатками археологических памятников энеолита и раннебронзово-эпохи. Изучение пыльцы из этих курганов (Дихагудзба, Наохвами) и из других раскопок энеолитических стоянок и раннебронзового века (Куфтин, 1950) справедливо привело к заключению о распространении в суббореальное время ксерофитов в Колхиде и установлении засушливого режима. По данным М. И. Нейштадта и Н. А. Хотинского торф на глубине 11,3 м имеет возраст  $5825 \pm 215$  лет, что приблизительно совпадает с возрастом энеолитической культуры. Как показывает само положение верхнего торфяного горизонта, а также геологические условия нахождения остатков энеолитической и раннебронзово-эпохи, со второй половины первого тысячелетия до н. э. происходит наступление моря на Колхидское побережье, торфяной горизонт и археологические памятники (Кулеви, Очамчире, и Сухуми) перекрываются морскими отложениями, затопляются устья речных долин. Начавшаяся при субатлантическом климатическом режиме Лазская трансгрессия после кратковременного перерыва продолжает развиваться в современном бассейне Черного моря.

В последние 2000 с лишним лет положение береговой линии значительно меняется. Цветущий город I века до н. э. Диоскурия затоплен морскими водами, развалины его ныне находятся на глубине 10 м и на расстоянии 100—300 м от современного берега в районе Сухумской бух-

ты. На такое же расстояние наблюдается продвижение береговой линии вглубь суши и в районе Очамчирского побережья.

Поднятие уровня моря в историческое время не может объясняться только условиями влажного субальпийского климатического режима и усиленным таянием ледников в полярных странах и в горах. Результаты работ по нивелированию, проводимых с начала 30-х годов в Колхиде, указывают на погружение прибрежной полосы, достигающее 6 мм в год, а в холмистом предгорье имеет место поднятие, выражающееся величиной 3—4 мм в год.

Аналогичные колебания уровня, обусловленные климатическим фактором и тектоникой, наблюдаются и в Балтийском бассейне. По литературным данным на Балтийском побережье в Швеции в историческое время происходит поднятие уровня моря, морская вода проникла в

оз. Меларен, связывающееся с заливом Сальтме и Балтийским морем в окрестностях г. Стокгольма (из сообщений на XIX международном географическом конгрессе в 1960 г.).

Таким образом, подытоживая вышесказанное, приходим к выводу, что изучение торфяных горизонтов и археологических находок, а также погребенных под новейшими морскими отложениями остатков материальной культуры, позволяет предполагать, что колебания уровня Черного моря в послеледниковое время, вызванные гляциоэвстатическими и тектоническими причинами с некоторыми отклонениями во времени совпадали с колебаниями уровня Балтийского моря. Эти колебания в основном обуславливались изменением климатического режима по схеме Блитта-Сернандера и современными движениями разных знаков, установленными для северных районов. Климатические условия Западного Закавказья и в частности Колхиды, как об этом свидетельствует весь комплекс палеогеографических данных, были гораздо мягче, чем в Прибалтике.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д., СТРАХОВ Н. М.: 1932. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л.
- ВАРДАНИЯЦ Л. А.: Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области, Ереван.
- ГЕРАСИМОВ И. П., МАРКОВ К. К.: 1939. Четвертичная геология, М.
- ГОРЕЦКИЙ Г. И.: 1949. Карельское межледниковое море. «Вопросы географии», Сб. 20, Географгиз, М.
- ГРИЧУК В. П., ГРИЧУК М. П.: 1960. К вопросу о характере приледниковых ландшафтов северо-восточной Прибалтики, *Вопр. геогр.*, сб. 23, Географгиз, М.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1960. Исследования динамики и морфологии берегов Балтийского моря в Литве, Вильнюс.
- ДОКТУРОВСКИЙ В. С.: 1936. Материалы по изучению торфяников Закавказья. «Почвоведение», № 2.
- ЗУНТУРИДИ И. Г.: К вопросу о вековых колебаниях земной коры в Закавказье. «Закавказский краеведческий сб.», сер. А, Естествозн. 1.
- КУФТИН Б. А.: 1950. Материалы к археологии Колхиды. том II, Тбилиси.
- ЛАЛИЕВ А. Г.: 1957. К вопросу о геотектонической природе и истории развития Колхидской низменности, *Тр. геол. Ин-та АН Груз. ССР*, т. X (XV).
- МАРКОВ К. К.: 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Вып. 1, *Тр. Глав. геол. разв. Управления*, вып. 117, М.-Л.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1961. О послеледниковой трансгрессии Черного моря. *Докл. АН СССР*, т. 137, № 3.
- НЕЙШТАДТ М. И., ХОТИНСКИЙ Н. А.: 1963. Некоторые вопросы палеогеографии голоцена причерноморских районов Закавказья. Тезисы докл. на совещании палеогеогр. антропогена и геоморфол. Кавказа.
- ОРВИКУ К. К.: 1960. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. В кн. «Матер. совещ. по вопросам неотектонических движений Прибалтики». Изв. АН Эст. ССР. Тарту.
- ХОШТАРИЯ Н. В.: 1946. Археологические исследования в сел. Кулеви, *Вестник АН Груз. ССР*, т. VII, № 1—2.
- ФЕДОРОВ П. В.: 1959. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. *Докл. АН СССР*, т. 124, № 15.
- ЦЕРЕТЕЛИ Д. В.: 1964. Рельеф и четвертичные отложения центральной части Колхидской низменности. *Тр. Ин-та геогр. им. Вахушти АН Груз. ССР*, т. XX.
- ЦЕРЕТЕЛИ Д. В.: 1966. Плейстоценовые отложения Грузии. Тб.

Поступило: 30.II.1972

## COMPARISON OF THE POST-GLACIAL (HOLOCENE) HISTORY OF DEVELOPMENT OF THE BLACK AND BALTIC SEA BASINS

by

D. V. TSERETELI

#### SUMMARY

The paper gives a new scheme of short-lived advances and retreats of the Black Sea Basin, elaborated on the basis of 1) materials of boreholes located in the Colchis Lowland (the east coast of the Black Sea), 2) occurrence of peat horizons in the sea deposits at various depths during the post-New Euxine time, and 3) the archeological finds partially overlapped by recent marine deposits.

The data obtained as a result of palynological study of peat bogs together with the archeological materials show the coincidence of the Black Sea level variations (caused during the post-glacial age by glacioeustatic and tectonic reasons) with that of the Baltic Sea. Besides that, in Holocene, in the western Transcaucasia there occurred climatic changes conforming to the scheme by A. Blytt and J. R. Sernander. These changes, however, were not so strongly pronounced here than in the Baltic region.

In spite of essential differences in the nature of geological structure and the course of tectonic movements of these two distant areas the history of development of the Baltic and Black Seas reveals many traits in common. Extension or decrease of the water area of the mentioned seas is explained, mainly, by eustatic and epigenetic variations during the Holocene, as well as by the climatic pulsation. The latter took place in both basins almost synchronally. There were only insignificant forestalls and lags of climatic regimes and sea levels successively changing each other.



## FORMATION PROBLEMS OF THE SOUTH-WESTERN COAST OF THE BLACK SEA DURING THE HOLOCENE

by

*D. A. LILIENBERG, Moscow*

The south-western (Bulgarian) coast of the Black Sea is characterized by a very peculiar relief and a complicated development during the Quaternary. As result of periodic transgressions and regressions of the sea basin a distinct system of terrace benches has been formed in the adjacent part of the submerged coastal slope and on the land. During recent years this has been a place of intense construction of resorts and of extensive hydrotechnical, oil-prospecting and geological-engineering-research. A great number of wells has been bored in Quaternary deposits and special geomorphological studies have been started on the submerged coastal slope and marine terraces on land. These investigations produced abundant and valuable actual material warranting a new interpretation of the development history of the coast during the Holocene (Lilienberg, 1966, 1967, 1970; Lilienberg, Mishev, Popov, 1964, 1965, 1966; Mishev, Popov, Lilienberg, 1970).

The Holocene Black Sea transgression that replaced the New Euxinian regression had the nature of a deep ingression. Sea waters flooded the lower courses of the majority of rivers forming typical limans and causing a substantial overdeepening of river valleys. The thickness of Holocene sedimentation in limans comes to an average of 25—30 m.

The Black Sea transgression was developing irregularly in time. It consisted of separate phases with a more rapid rise of the level and of its relative stabilization or even a certain drop of the level. The intermittance of the transgression found its reflection in the macrorhythmical structure of liman deposits and the incision of a number of benches in the coast line of the submerged coastal slope.

### Specific features in the morphology of the submerged slope

An analysis of bathymetric data and echo-sounding profiles indicates that a system of submarine terraces with coastal lines at depths of 4—5 m (Thanagorian), 10—12 m (Neserbian), 20—25 m (Burgasian), 35—40 m (Kamchian), as well as less distinct at a depth of about 45—55 m have been formed on submerged coastal slopes (Lilienberg, 1967, 1970; Lilienberg, Mishev, Popov, 1965, 1966; Mishev, Popov, Lilienberg, 1970).

The development of submarine terraces is most irregular by area. The Thanagorian level at depth of 4—5 m is represented by a rather narrow stretch and occupies the smallest area. It slightly widens in the inner parts of the bays and gulfs having the nature of a planundulating plain. On the extension of the coastal cusps the terrace represents hilly-ridgy abrasion benches.

The Neesembrian submarine terrace at a depth of 10—12 m is developed somewhat wider and is especially distinctly expressed in Burgas, Pomorie and Sozopol bays, where it is represented by flat aggradation plains. In a number of places along its outer margin (Pomorie bay) remains of a submerged sandy offshore barrier become outlined (Lilienberg, 1970; Mishev, Popov, Lilienberg, 1970). On Stara Planina, Strandzha coasts and, partly, in Maritime Dobrud there is a predominance of abrasive planation.

The Burgas terrace at a depth of 20—22 m is much more widely developed than the first two. Its narrowest stretches, limited in the rear by steep cliffs, are associated with the Stara Planina and Medny Rid coasts. Near the last it serves as a sort of a piedmont for a few horst islands (Bolshevik, St. Ivan, etc.). In the large bays the terrace widens and is of an abrasive-aggradation character.

Greatest areas are occupied by the Kamchian submerged level at a depth of 35—40 m. It is best represented in the southern part of Strandzha coast. There is still insufficient material on the terrace at a depth of 45—55 m (Strandzhian).

This review seems to indicate that the sizes of submarine terraces generally decrease from older terraces to younger. This can serve as a certain evidence that the rate of the Black Sea transgression became lower with time. An analogous tendency for the northern coast of the Black Sea is recorded by E. N. Nevesky (1961, 1967). Each stage of the transgression consisted of two phases. The first was characterized by a rapid rise of the level and a sea invasion of the land, the second — by a slowing down of the rise, a relative stabilization (or even a relative drop) of the level and the formation of an abrasion bench. As far as one can judge by the size of the submarine terraces, the length of these stages is, apparently, also diminishing from older to younger terraces.

A characteristic feature of the submerged coastal slope inundated by the Holocene transgression of the Black Sea is that it everywhere preserves the "live" traces of a subaerial relief (Lilienberg, 1966, 1967, 1970; Lilienberg, Mishev, Popov, 1965, 1966). Submarine canyons of some large rivers (Kamchia, Karaagach, Veleka, a. oth.) are associated with the bench at a depth of 45—55 m. In Maritime Dobrud karst forms in Sarmatian limestones can be traced to depths of about 60 m (Mishev, Popov, Lilienberg, 1970).

With the coastal line at a depth of 35—40 m is associated the submarine delta of the river Kamchia with the remains of offshore barriers in its outer part. To this bench can also be traced submarine beds of some rivers and large blind creeks on Stara Planina and Strandzha coast. In Maritime Dobrud with this stage are associated bases of big landslide forms (Tauk-liman, Balchik, Golden Sands, etc.), while a submerged mass of loessoid loams with several horizons of buried soils has been established near cape Shabla.

Especially rich in subaerial relief forms are submarine terraces at depths of 20—22, 10—12 and 4—5 m. Their surfaces reflect the continuations of all the river valleys, of the majority of ravines and gullies. On

the bottom of Burgas bay, for instance, one can clearly see a centroclinal convergence of submarine beds of the rivers Khadzhiyska, Karadere, Akhelo, Mandrenska, etc. Submarine extensions of some gullies and ravines sometimes exceed at the base of Emina Planina and Southern Strandzha their remains on land (Lilienberg, 1966, 1970; Lilienberg, Mishev, Popov, 1964, 1965, 1966). There are also distinct traces of some aggradation forms: alluvial fans of gullies, offshore barriers, bay-bars, etc.

A good preservation of subaerial relief elements, including aggradation forms, indicates that the phase of a rise of the Holocene transgression level was characterized by very high rates. Only this can explain why the top parts of the submerged coastal slope have not been substantially reworked by abrasion processes.

### Specific features in the structure of limans

As already mentioned, the stepwise structure of the submerged coastal slope agreed well with the macrorhythmicity of liman deposits. The thickness of Holocene sedimentation as revealed by drilling comes, usually, to the first tens of meters: in Shablenska lake district — 30 m, Bolatadere — 30—35 m, lower course of Batova river — 25 m, on the bay-bar of Varna liman — 35—50 m, in the lower course of Kamchia river — up to 45—60 m, in the lower course of Khadzkiyska river (Sunny Coast resort) — over 30 m, in Mandrenska and Burgas limans — 30—60 m, in Chernomorez bay — at least 15 m, in the lower course of Devil's river and Veleka river — 20—45 m (Lilienberg, 1967, 1970; Mishev, Popov, Lilienberg, 1970).

As can be seen from these data, there is a distinct general background of a mean thickness of the Holocene transgressive series of about 25—30 m. The presence of extreme thicknesses up to 45—60 m can be an evidence of local tectonic subsidences, as it happened in Varna and Kamchia grabens, for instance.

Overdeepenings are characteristic also for the Bulgarian part of the lower course of the Danube. According to data from numerous boreholes in hydrogeological drilling, the thickness of Holocene alluvium ranges from 15—20 to 30—35 m (Popov, 1967). In such cases the alluvial mass consists of two main horizons: lower — bed sediments (pebbles, sands) and upper — flood plain sediments (sandy loams, loams, clays). Changes in the thickness of alluvium along the longitudinal profile are determined by Holocene movements of block morphostructures of the Lower Danube platform plain.

Analogous phenomena of Holocene overdeepenings in the lower courses of river valleys are known also on other portions of the Black Sea coast: in the south of the Ukraine and in the Crimea they come to 20—30 m (Fedorov, 1963) and in North-Western Caucasus to 30—50 and even 70—75 m. (Ostrovsky, 1967).

On the Bulgarian coast at the base of liman masses the bedrock is usually overlain by basal pebble beds, which form a most abundant aquifer (Mishev, Popov, Lilienberg, 1970). Above them is a mass of inequigranular sands, sandy clays, clays and silts with a rich Black Sea fauna. The mass, usually, includes from two to three horizons of peat or peaty clays.

These bands serve as a sort of key horizons for the subdivision of macrorhythms in liman deposits. In this way, in the vicinity of Shablenska liman drilling has exposed two peat horizons at depths of 4—7 and 11—13 m; A thick turfary is recorded in Ezerische. Analogous bands at depths from 3.5—6 to 11—13.5 m have been recorded in the lower course of Ba-

tova river. In Varna liman three horizons have been established: peat at a depth of 3.5—4 m (bay-bar at Asparukhovo village), peaty clays at a depth of 8.5—11 m (near "Varna" thermal-electrical plant and the village Ezerovo) and a black-coloured horizons at a depth of 20—22 and 40 m enriched with bog silts. Further south at Shkorpilovtzy village peaty clays occur at a depth of about 10 m. An interesting sequence has been revealed west of the resort Sunny Coast, where bands of peat and peaty clays have been recorded at depth of 4—5, 10—12 and 20—22 m. On Strandzha coast in Devil's swamp liman peaty clays have been established at depths of 4—6 and 21 m (Lilienberg, 1970; Mishev, Popov, Lilienberg, 1970).

In this way bands of peat and peaty clays at the same depths are with the same regularity repeated in the main liman complexes. If they are compared with submerged coast lines a good coincidence is obtained with terrace benches at depths of 4—5, 10—12, 20—22, 28—30 and 35—40 m. Apparently, a filling of limans by comparatively coarse sand material corresponded phases of a rapid rise of the level of the Black Sea transgression during its latest stages. On the other hand a relative dynamic equilibrium in relief-forming processes corresponded phases of level stabilization. During that time offshore barriers and bay-bars were forming in limans fulfilling the role of dams, above which vast swamps originated in the lower reaches of the rivers and in blind creeks. (Mishev, Popov, Lilienberg, 1970).

The problem of an age subdivision of stratohyths in liman deposits on the south-western coast of the Black Sea is not yet sufficiently detailed. Though, usually, these deposits are well characterized faunistically, the determination of their age is frequently made difficult owing to a careless core selection at very wide intervals. Up to this time the paleobotanical analysis is not properly organized.

Some material is provided by Black Sea fauna collected in wells of Varna and Mandrenska limans, as well as in the lower course of Batova river. Up to a depth of 10—15 m we find here: *Cardium edule* L., *C. edule* var. *lamarcki* Reev., *C. exiquum* Gmel., *C. simile* Mil., *Venus (Chione) gallina* L., *Abra ovata* Phil., *A. alba pontica* Mil., *A. sp.*, *Ostrea edulis taurica* Siem., *O. sp.*, *Castrana fragilis* L., *Mytilus galloprovincialis* Lmk., *Nassa reticulata* L., *Cerithium reticulatum* Da Costa, *Irus irus* L., *Theodoxus pallasi* Lindh., *Donax sp.*, *Tellina fabula* Gron., *Rissoia euxinica* Mil., *Hidrobia sp.*, *Corbula mediterranea* Da Costa a. oth. P. V. Fedorov, who determined this fauna referred it to the most stenohaline complexes characteristic for the last stage of the greatest salinity of the Black Sea transgression, in other words to the New Black Sea time. By this age interval should, apparently, be also dated the corresponding submarine terraces at depths of 4—5 and 10—12 m.

Deposits at a depth of 15—20 m are characterized by a similar fauna complex, but with a less saline outlook: *Cardium edule* L., *C. exiquum* Gmel., *C. simile* Mil., *C. pancicostatum* Mil., *Nassa reticulata* L., *Cerithium reticulatum* Da Costa, *Cerithidium pussillum* Ren., *Tapes (Paphia) discerpans* Mil., *Loripes lacteus* L., *Rissoia sp.* a. oth. In determining this fauna P. V. Fedorov found it possible to refer it to an earlier salinization stage of the Black Sea transgression — the Old Black Sea time. On this basis the submerged coast lines at a depth of 20—22 m and more can be dated as Old Black Sea.

Of substantial interest for the subdivision of liman deposits is the correlation of their peat horizons with their analogues in other points of

the Black Sea coast, as well as archeological and historical data and absolute age determinations.

Of greatest interest are distant correlations with the Holocene of Western Georgia, where the age of turfaries has been established on Imnat swamp in Kolkhida. The following dates have been obtained: for a horizon at a depth of 5—6 m —  $2100 \pm 150$  years, for a horizon at 8—8.5 m —  $4130 \pm 195$  years and for the horizon at 11—11.5 m —  $5825 \pm 215$  years (Neustadt, Khotinsky a. oth., 1965). Though Kolkhida lies in a different tectonic area, where inherited subsidences have been recorded throughout the entire Quaternary and in the Holocene, the determinations mentioned, generally speaking, agree with the data on the Bulgarian coast.

At the time of the construction of the thermal-electrical "Varna" plant on the northern bank of Varna liman remains of three dwellings of the ancient man have been found at a depth of 9—9.5 m. Flint tools found here were dated by archeologist G. Tonceva as Eneolithic, in other words an epoch about 4—5000 years ago. (Lilienberg, 1970; Mishev, Popov, Lilienberg, 1970). On the southern coast of the liman at the same depth remains of an oak boat (hollowed out) have been found about 4 m long. Its absolute age determinations also gave a value of 4500 years (Mishev, Lilienberg, Popov, 1970). Another find of Eneolithic and Neolithic artifacts at a depth of about 9 m had taken place on Strandzha coast within the Stomoplo lagoon (Kanev, 1960). At a similar depth Neolithic implements have also been found in the vicinity of Ochamchire (Western Georgia).

This means that absolute dates of the top horizons in liman deposits on the south-western and north-eastern coasts of the Black Sea corresponds to each other. Inasmuch as peat horizons are fixing the surface of corresponding submarine terraces, the age of coast lines at the depth of 4—5 m can be taken as 2000—2500 years, at the depth of 10—12 m — 5000—6000 years, the age of the mass of sandy deposits separating them being 2500—4500 years. Considering that the oldest Holocene coast line at a depth of 45—55 m corresponds the maximum of the New Euxinian regressions, the age of which is determined as 9000—10 000 years (Nevessky, 1961, 1967; Fedorov, 1963), all the other coast lines (at depths of 20—22 and 35—40 m) fall, apparently, into the time interval from 6000 to 9000 years.

In their general aspect these data agree with absolute dates on regressive stages in the Eastern Mediterranean (from  $1705 \pm 60$  to  $2325 \pm 50$  years for a terrace at a depth of 4—7 m near Crete Island.,  $3480 \pm 90$  years for deposits at depths of 6—13 m in Norte Adriatic) and in the Bay of Biscay (9000 years for deposits at depths of 23 m and more in Cape Breton).

As indicated by these comparisons different methods produce generally similar results. The latter to a certain extent coincide with paleogeographic reconstructions of old state of the Black Sea transgression carried out by E. N. Nevessky (1961, 1967) for the south of the Ukraine, the Crimea and the north-western termination of Greater Caucasus and by D. V. Tzeretely (1966) for Western Georgia (table 1). Such a scheme is, obviously, only a very rough approximation, inasmuch as it should be borne in mind that these territories belong to different structural-tectonic zones with a varying regime of young movements.

The Holocene Black Sea transgression was characterized by an intermittent nature but was developing in a progressing way. The summarized average rate of the Black Sea rise of level during the last 9000—10 000 years came to about 5—6 mm per year. The general background of recent tectonic uplifts established on the Bulgarian coast by repeated levelling came to 1—3 mm per year. Consequently, the rates of the post-



Comparison of lines (depth in meters) for regressive stages on the submerged coastal slope of the south-western and north-eastern coasts of the Black Sea

South — western coast		North — eastern coast		
Entire Bulgarian coast, after D. A. Lillienberg (1967)	Stara Planina coast, after D. Lillienberg, K. Mišev and V. Popov (1968)	Coast in the south of the Ukraine and Crimea, after E. N. Nevevsky (1961, 1967)	Coast of Western Georgia, after D. V. Tzeretely (1966)	
	Thanaorian 4—6 m (1—2 th. years)	Modern	Dzhemetinian 1 th. years (3—4 m)	New Black Sea
New Black Sea	5—6 m	Black Sea	Old Black Sea	Late
	Nesebrian 10—12 m (5—6 th. years)			
Old Black Sea	20—22 m	Old	Bugazian 5—6,5 th. years (20—25 m)	Early
	Burgasian 20—25 m			
New Euxinian	35—42 m	New Euxinian	New Euxinian 7—8 th. years (27—35 m)	Kolkhidian 36—41 m
	Strandzhan 45—55 m			
Pleistocene	100—120 m	?	?	—

glacial rise in sea level is nearly double of the rate of recent tectonic movements on the coast. This is the explanation of a wide development of transgressive forms on the submerged coastal slope. The discussion on a geocratic or hydrocratic nature of the Holocene Black Sea transgression gets solved obviously in favour of the eustatic theory.

## ЛИТЕРАТУРА

- КАНЕВ Д.: 1959. Колебатели движения на морския бряг в районе на лагуна Стомондо.— Изв. на Българ. геогр. друж., кн. II (XII).
- ЛИЛИЕНБЕРГ Д. А.: 1966. Опыт за морфолошко райониране и типове брягове на Българското Черноморско крайбрежие.— Изв. на Българ. географ. друж., кн. VI (XVI).
- ЛИЛИЕНБЕРГ Д. А.:— 1967. Некоторые особенности геоморфологии Болгарии.— Матер. Москов. фил.-ла Геогр. об-ва СССР, сер. геоморфол., вып. 1.
- ЛИЛИЕНБЕРГ Д. А.: 1970. Основные черты геоморфологии и палеогеографии юго-западного побережья Черного моря.— Сб. «Комплексные исслед. Черноморской впадины», изд. «Наука».
- ЛИЛИЕНБЕРГ Д. А., МИШЕВ К. И., ПОПОВ В. И.: 1964. Новые данные о черноморских террасах Странджанского побережья Болгарии.— Докл. АН СССР, т. 159, № 3.
- ЛИЛИЕНБЕРГ Д., ПОПОВ В., МИШЕВ К.: 1965. Морфология на терасите по Странджанского Черноморско крайбрежие между Созопольския залив и устието на р. Велека.— Изв. на Географ. ин-т БАН, т. 9.
- ЛИЛИЕНБЕРГ Д., МИШЕВ К., ПОПОВ В.: 1966. Вопросы геоморфологического развития Старопланинского побережья Черного моря.— Резюме докл. II симпоз. Карпато-Балкан. геоморфол. комиссии, София.
- МИШЕВ К., ПОПОВ В., ЛИЛИЕНБЕРГ Д.: 1970. Досегашни резултати от геоморфоложките изследвания на Българското Черноморско крайбрежие.— Изв. на Българ. географ. друж., кн. IX (XIX).
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1961. О послеледниковой трансгрессии Черного моря.— Докл. АН СССР, т. 137, № 3.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. Изд. «Наука».
- НЕЙШТАДТ М. И., ХОТИНСКИЙ Н. А., ДЕВИРЦ А. Л., МАРКОВА Н. Г.: 1965. Имнатское озеро (Грузинская ССР).— Сб. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода» изд. «Наука».
- ОСТРОВСКИЙ А. Б.: 1967. О регрессивных уровнях Черного моря в связи с переуглублением речных долин Кавказского побережья.— Изв. АН СССР, сер. географ., № 1.
- ФЕДОРОВ П. В.: 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря.— Изд. АН СССР, М.
- ЦЕРТЕЛИ Д. В.: 1966. Плейстоценовые отложения Грузии. Изд. «Мицниереба», Тбилиси.

Received: 29.II.1972

ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ  
ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО МОРЯ  
В ГОЛОЦЕНЕ

Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ

## РЕЗЮМЕ

Юго-западное побережье Черного моря отличается большим своеобразием рельефа и сложностью развития в послеледниковое и послеледниковое время. На болгарском участке этого побережья в последние

годы пробурено много новых скважин и проведены специальные геоморфологические исследования Институтами географии БАН (К. Мишев, В. Попов) и АН СССР (Д. А. Лилиенберг), которые позволили по-новому осветить развитие побережья в голоцене.

Голоценовая черноморская трансгрессия, сменившая новозвксинскую регрессию, носила характер глубокой ингрессии. Морские воды затопили низовья большинства рек, образовав типичные лиманы и привели к значительному переуглублению долин (до 25—30 м). Трансгрессия развивалась в целом поступательно, но неравномерно во времени: фазы убыстрения подъема уровня чередовались с фазами его стабильного стояния или некоторого понижения.

Результатом прерывистости общего трансгрессивного подъема уровня явилась серия морских террас. На суше к голоценовому спектру относятся: новочерноморская (поздне-древнечерноморская, валахская) — 4—5 м. и нимфейская (современная) — 1,5—2 м. террасы. На прилегающей части подводного берегового склона установлены затопленные террасы: фанаторийская (—4—5 м), несобрская (—10—12 м), бургасская (—20—25 м), камчийская (—35—40 м) и менее ясно выраженная странджанская (—45—55 м). Площадь подводных террас в зависимости от их возраста как бы сокращается, что свидетельствует в целом о постепенном затухании черноморской трансгрессии и сокращении амплитуд изменения уровня последующих фаз. Однако подъемы уровня отдельных фаз трансгрессии происходили достаточно быстро, т. к. они не смогли уничтожить многочисленных следов субаэрального рельефа на дне (подводные русла рек и овражно-балочных систем, дельты, конусы выноса оврагов, затопленные оползневые, болотные, карстовые формы, лёссовые покровы, береговые валы, пересыпи и т. п.).

Ступенчатая морфология подводного берегового склона хорошо согласуется с макроритмичностью лиманных отложений. Мощность последних составляет обычно 25—30 м. (Шабла, Болатадере, Батова, Солнечный берег, Бургас, Черноморец, Дьяволска, Велека), достигая иногда 40—60 м. (Варна, Камчия, Мандренксий лиман). Мощность голоценового аллювия в низовьях Дуная колеблется от 15—20 до 30—35 м. Опорными горизонтами для расчленения макроритмов лиманных отложений являются прослой торфа и торфянистых глин, которые вскрываются бурением на глубинах: 4—7 и 9—13 м. (Шабла, Батова, Варна, Шкорпиловцы, Солнечный берег, Дьяволска), 20—22 м. (Варна, Солнечный берег, Дьяволска) 28—30 м (Бургас) и 40 м (Варна). Морские отложения, перекрывающие два верхних прослоя, содержат наиболее стеногалинную фауну (новочерноморье), а перекрывающие нижний прослой — менее стеногалинную (древнечерноморье). В районе Варны и Стомопло на глубинах 9 м. найдены предметы энеолита, а также остатки лодки-долбленки, абсолютный возраст которой датируется 4500 лет.

Подводные террасы и макроритмы лиманных отложений хорошо коррелируются с материалами Е. Н. Невесского (1961, 1967) и Д. В. Церетели (1966) по северной и северо-восточной частям Причерноморья и абсолютными датировками голоценовых торфяников Колхиды (Нейштадт, Хотинский и др., 1965). На основании этой дальнейшей корреляции возраст фаз стояния уровня моря на глубинах 4—5 м. принимается в 2—2,500 лет, 10—12 м — 5—6000 лет и на глубинах 20—25, 35—40 и 45—55 м — от 6 до 9—10 000 лет.

## ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ<sup>1</sup>

П. В. ФЕДОРОВ, Москва

Развитие Черного моря в плейстоцене было тесно связано с историей окружающих его территорий и соседних морей.

Для нижнего и среднего плейстоцена особенно отчетлива его связь с Каспийским бассейном, а для среднего и особенно верхнего плейстоцена с Средиземным морем.

При этом все главнейшие трансгрессии Средиземного моря и Атлантики (следовательно и Мирового океана) распространялись и в область Черного моря. Этот процесс вероятно был довольно сложен, так как водообмен между Средиземным и Черным морями осуществлялся через сравнительно узкие проливы был затруднен и характеризовался определенной инерцией. Тем не менее трансгрессивные фазы Черного моря, сопровождавшиеся осолонением и распространением морской фауны, происходили геологически синхронно с трансгрессиями океана. Подобное явление можно подметить начиная со среднего плейстоцена, когда уже ранняя древнезвксинская трансгрессия Черного моря ознаменовалась появлением и расселением вдоль Кавказского побережья средиземноморского моллюска *Cardium edule* L.

Наиболее ярко связь трансгрессий и регрессий в Черном и Средиземном морях проявилась в позднечетвертичное время (верхний плейстоцен и голоцен).

Карангатская трансгрессия, сопровождавшаяся самым значительным в плейстоцене осолонением Черного моря, обычно связывается с последним межледниковьем. Богатство фауны моллюсков Карангатского моря, нередко гигантизм отдельных форм, присутствие среди них значительного числа тирренских, в том числе стеногалинных видов, (кроме тропических, сенегальских) и, наконец, распространение этой фауны в долины Западного Маныча и Дона, безусловно позволяет связывать карангатскую трансгрессию с межледниковьем. Соотношения морских карангатских слоев с подстилающими и покрывающими их образованиями дает право подтвердить упомянутое выше мнение о ресс-вюрмском (микулинском) возрасте карангата.

Карангатские отложения образуют на берегах отчетливую террасу высотой 12—15 м (Кавказ, Болгария), 6—8 м (Восточный Крым, Керченский п-ов), 2—3 — минус 2—3 (Таманский п-ов). отметки древней береговой линии (волноприбойной). Они покрыты лёссовидными суглинками («вюрмский лёсс Украины») или аллювиально-озерными гудилловскими суглинистыми осадками (Маныч), аллювиальными и деллювиальными галечниками и суглинками (Кавказское побережье). В лёссовидных надкарангатских суглинках Керченского п-ова заключено до трех

<sup>1</sup> В связи с большой задержкой публикации этой статьи и получением нового материала, представление автора о новозвксинской трансгрессии изменилось. П. Ф.

горизонтов погребенных почв, из которых нижняя залегает непосредственно на кровле морских отложений.

Соответственно карагатская терраса высотой 12—14 м, развитая на Кавказском побережье и содержащая характерную карагатскую фауну моллюсков, перекрыта мощной (до 15—25 м) толщей континентальных образований, что так же указывает на ее относительную древность.

В этой связи необходимо отметить, что попытки рассматривать эту террасу на Кавказе в качестве «сурожской» — отвечающей одному из интерстадиалов последнего оледенения, не обоснованы.

Следы сурожской трансгрессивной фазы, выделенной Г. И. Поповым (1955, 1970) в Западном Маныче, повидимому находятся ниже современного уровня Черного моря, так как на берегах Черного и Азовского морей они не обнаружены.

Мало вероятным является отнесение к карагату более высокой террасы (22—35 м и выше) на Кавказе, содержащей средиземную фауну моллюсков, но более бедную в видовом отношении, которую, согласно правилам приоритета, надо именовать узунларской (Архангельский, Страхов, 1938). Подразделение карагатских отложений на две части, предложенные мной ранее (Федоров 1959, 1963), сейчас критически пересмотрено (Федоров, 1970), так как различия нижне- и верхне-карагатских слоев в стратотипическом разрезе (с Героевское) имеют в основном фациальный характер, а терраса Кавказского побережья высотой 22—25 м содержит фауну узунларского типа. Поэтому в биостратиграфическом отношении надо выделять один карагатский горизонт.

Наиболее вероятным является сопоставление этого горизонта с неотирреном (ульджой) Средиземного моря и Атлантики, такое заключение основано на палеонтологических и палеогеографических данных, и сейчас подтверждено абсолютными датировками. Карагатская трансгрессия сменилась продолжительной регрессией, достигшей в Черном море отметок минус 60—80 м.

Повидимому, она отвечала гримальдийской (вюрмской) регрессии Средиземного моря и океана, уровень которой определяется около минус 100—130 м.

Древние береговые линии Черного моря, относящиеся к этой эпохе, находятся ниже современного уровня, в том числе вероятно и сурожская береговая линия.

К первой половине послекарагатской регрессии на суше относятся континентальные накопления (лессовидные суглинки, аллювиальные и делювиальные галечники и суглинки), покрывающие карагатскую морскую террасу, а ко второй половине — врез и переуглубление речных долин. Вероятно, в это же время начался односторонний сброс вод из нижнехвалынского бассейна Каспия (расположенного на абс. высоте 47 м) во впадину Черного моря. Таким образом, в эпоху последнего оледенения море представляло собой проточный сильно опресненный бассейн, заселенный солоноватоводной фауной каспийского типа, уровень которого был на 60—80 м ниже современного. При этом вначале сброса каспийских вод разница в уровнях Черного и Каспийского морей превышала 100 м. Позднее в результате промыва Манычского модораздела уровень нижнехвалынского моря снизился и временно стабилизировался на высоте 20—25 м.

Односторонний сброс Черноморских вод происходил через проливы в область Средиземного моря, располагавшегося вероятно на уровне около минус 100 м, т. е. на 30—40 м ниже Черного моря. Подобная система

связи внутренних озерно-морских бассейнов Каспий—Эвксин—Средиземное море вероятно существовала с перерывами в течение всего последнего оледенения. В начале прекратился сброс каспийских вод (конец нижнехвалынского времени), а позднее, уже в самом конце последнего оледенения, началось выравнивание уровней Средиземного и Черного морей. Повидимому, именно к этому времени относится накопление новоэвксинских отложений, охарактеризованных обедненной каспийской фауной моллюсков и выполняющих эрозионные переуглубления в более древних отложениях. Таким образом новоэвксинская фаза в истории Черного моря, относящаяся к концу послекарагатского («вюрмского») времени, может рассматриваться как самое начало послеледниковой трансгрессии, когда начался подпор со стороны Средиземного моря, но его фауна еще не могла распространиться в Черном море из-за его низкой солености.

Однако за начало послеледниковой (голоценовой) трансгрессии обычно принимаются древнечерноморские слои, залегающие повсеместно ниже современного уровня моря (около минус 10—20 м) непосредственно на новоэвксинских осадках. В низах они содержат обедненную каспийскую фауну моллюсков вместе с наиболее эвригаллиными представителями средиземноморской фауны, которая в верхах доминирует и полностью вытесняет солоноватоводные элементы.

Согласно представлениям А. Д. Архангельского (Архангельский и Страхов, 1938) древнечерноморские слои подразделяются на три части. Они отражают постепенное осолонение бассейна и превращение сильно опресненного новоэвксинского проточного озера в современное Черное море. При этом наибольшее осолонение произошло в современную эпоху. К близким выводам пришли Л. А. Невеская (1959, 1965) и Е. Н. Невеский (1958, 19667), которые использовали обширный материал более глубоких зондировок дна.

Названными авторами выше новоэвксинских отложений выделены: 1) бугазские (раннедревнечерноморские) слои — начало осолонения, 2) витязевские (среднечерноморские) слои — дальнейшее осолонение, 3) каламитские (позднедревнечерноморские) слои — дальнейшее осолонение, 4) джеметинские слои — максимум осолонения. А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938) отмечалось, что древнечерноморские слои распространены на дне моря и всюду развиты внутри контуров современного моря.

Аналогичных взглядов вначале придерживался и Е. Н. Невеский (1958) и лишь позднее (Невеский, 1967) он признал, что каламитские и джеметинские отложения северо-западнее г. Анапы залегают на 1—2 м выше уровня моря.

Таким образом геологическая летопись донных осадков рисует картину прогрессирующего, но неравномерного (скачкообразного по Е. Н. Невескому) развития послеледниковой трансгрессии Черного моря от низкого его положения в конце последнего оледенения до современного момента, характеризующегося наибольшим уровнем и соленостью. При этом Е. Н. Невеский (1967), исходя из стратификации донных отложений, считает что на протяжении последних 4—5 тыс. лет не было колебаний уровня Черного моря порядка плюс 2—3 минус 3—6 м.

Таковы данные по дну Черного моря.

На берегах Черного моря уже давно отмечалась молодая морская терраса, расположенная гипсометрически ниже позднеледниковой карагатской террасы (Козлов, 1932, Громов, 1948 и др.). Обычно эта терраса имеет высоту 3—5 м над современным уровнем моря и ограничивается со стороны суши отчетливым абразионным уступом.



Принципиальная схема подразделения верхнего плейстоцена и голоцена Черноморской области

Средиземное море и Атлантика	Черное море		
	А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову (1938)	по П. В. Федорову (1956, 1963, 1970)	по Л. А. и Е. Н. Невесским (1958, 1965, 1967)
Фландрий	Современные отложения	Современные осадки	Джеметинские слои Каламитские слои
		Нимфейские слои	
Фанагорийские слои			
Новочерноморские слои			
	Древнечерноморские отложения	Древнечерноморские слои	Витязевские слои Бугазские слои
Гримальдийская регрессия	Новозвксинские отложения	Новозвксинские слои	Новозвксинские слои
		Послекарангатские слои	Каржинитские слои
Монастирий поздний (веотиррен-ульджа)	Карангатские отложения	Карангатский горизонт	Карангатский горизонт
Регрессия		Послезуунларская регрессия	

Ее отложения, перекрытые маломощными делювиальными или аллювиальными образованиями, содержит раковины моллюсков аналогичных современным черноморским. Местами (Балчик, Болгария) этот комплекс моллюсков несколько богаче (солонолюбивее) современного. Остатки кабаньей культуры в покровных образованиях этой террасы на Кавказском побережье позволили В. И. Громову (1948) датировать ее вторым тысячелетием до н. э.

Прислонение морских галечников и песков, слагающих эту террасу, к абразионному уступу на 2—3 м выше современных штормовых заплесков и наличие маломощных покровных образований на ее поверхности, безусловно указывает на то, что терраса была сформирована при более высоком уровне моря во время трансгрессивной фазы, следовавшей в результате дальнейшего развития древнечерноморской трансгрессии. Именно эта терраса была названа мной (Федоров, 1956, 1959) новочерноморской. Учитывая высоту заплеска волн уровень новочерноморской трансгрессивной фазы оценивается в 2—2,5 м.

Таким образом древнечерноморскими слоями целесообразно сейчас именовать осадки распространенные на дне Черного моря внутри его современных контуров (как и считал А. Д. Архангельский). В низах они содержат смешанную фауну моллюсков представленных как солоноватоводными (каспийскими), так и эвригаллиными средиземноморскими формами, а выше преимущественно средиземноморскую фауну, по менее стеногаллиную чем современная (нижний и средний «горизонты» А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938) или бугазские и витязевские слои — (Невеская, 1965; Невеский, 1967).

Новочерноморские слои, образующие на берегах Кавказа, Крыма, Болгарии и т. д. террасу (3—5 м), связанную с максимальным развитием послеледниковой черноморской трансгрессии, содержат наиболее стеногаллиную для голоцена средиземноморскую фауну моллюсков (верхний) и современный горизонты А. Д. Архангельского и М. Н. Страхова, каламитские и джеметинские (?) слои Л. А. и Е. Н. Невесских). На северном берегу Керченского п-ова у с. Песочного эта терраса имеет двучленное строение, что дает основание предполагать двукратное повышение уровня в новочерноморскую трансгрессивную фазу (Федоров, 1963).

В связи с этим необходимо отметить, что обвинения в мой адрес по поводу якобы переименования древнечерноморских слоев А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова в новочерноморские не вполне справедливы, т. к. рассматриваемая выше терраса не названа в их монографии древнечерноморской и вообще почти не упомянута. Что же касается самого названия «древнечерноморские» слои, то для голоценовых отложений, возраст которых не более 5—6 тыс. лет, оно мало удачно тем более что аналогичные по возрасту осадки Каспия именуются новокаспийскими (к древнекаспийским относились ранее средне- и верхнечетвертичные отложения).

Континентальные образования, покрывающие новочерноморскую террасу, накапливались вслед за отступавшим морем (кабанья культура) в фанагорийскую регрессивную фазу, которая продолжалась вероятно вплоть до первых веков н. э. (Федоров, 1959; 1963; Шилик, 1970).

Наземные отложения сформировавшиеся во вторую половину этой фазы включают культурные остатки эпохи колонизации древними греками берегов Понта Эвксинского (VI—I вв до н. э.), а в ряде случаев и более поздние памятники римского времени (I—II вв. н. э.). Наличие остатков стен, фундаментов зданий и других следов обитания в при-

брежной полосе на глубинах 2—4 м и ниже позволило первоначально оценить снижение уровня примерно в 2—4 м.

Детальные археологические исследования Ольвии (Бугский лиман), проводившиеся в последние годы под руководством А. Н. Карасева, позволили К. К. Шилику (1970) говорить о снижении уровня Черного моря в фанагорийское время до 6—7 (и даже 7—9 м).

Согласно археологическим материалам по побережьям Болгарии, Румынии, Южной Украины, Крыма и Кавказа существование фанагорийской регрессивной фазы в интервале времени между концом второго тысячелетия до н. э. и первыми веками н. э. со снижением уровня против современного не менее чем в 4—6 м, представляется в настоящее время бесспорным.

Отсутствие следов такого перепада глубин (около 6—10 м) в донных осадках (Невеский, 1967) не ясно.

Возможно, что такие колебания и не могли отразиться в перестройке мелководных фаций.

На ряде участков побережья наземные суглинки конца фанагорийской регрессии с культурными остатками III—I вв до н. э. и моложе перекрыты маломощными прибрежными песками или галечниками с раковинами современных моллюсков на уровне около 1,5—2,5 м, связанными с фазой небольшой нимфейской трансгрессии. Местами они образуют отчетливую молодую террасу (древний пляж), высотой до 2—3 м, отделенную небольшим абразионным уступчиком от новочерноморской

террасы. В отличие от современного пляжа поверхность этой самой низкой террасы не перекрывается, как правило, сильным прибоем.

Такие соотношения новочерноморской и нимфейской террас можно наблюдать в Болгарии у устья р. Батовы, отчасти в р-не Зеленого мыса у Батуми и у с. Героевского (б. Эльтиген) на Керченском п-ове (Федоров, 1963).

Таким образом в позднечетвертичное время в области Черного моря имели место две гляциоэвстатические трансгрессии: карангатская межледниковая (рисс-вюрм) и послеледниковая черноморская, разделенные послекарангатско-новоэвксинской регрессией, отвечавшей последнему оледенению.

Первая из них, сопровождавшаяся расселением самой стеногалинной и термофильной фауны, превзошла современный уровень вероятно не более чем на 8—10 м, тогда как наибольшее понижение уровня в послекарангатскую регрессию могло достигать минус 60—80 м. Послеледниковая трансгрессия, развивавшаяся с конца последнего оледенения, достигала максимума в термический оптимум голоцена (около 5 тыс. лет назад), превзойдя современный уровень (возможно дважды) на 2—2,5 м. Позднее происходили осцилляции обоих знаков (фанаторийская фаза — минус 4—6 м; нимфейская фаза 1 м).

#### ЛИТЕРАТУРА

- АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д. и СТРАХОВ Н. М.: 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, Л.
- ГРОМОВ В. И.: 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ИГи АН СССР, в 64.
- КОЗЛОВ А. Л.: 1932. Предварительный отчет о геологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г. Издательство Всес. геол.—развед. Объед. 51, в. 68.
- НЕВЕССКАЯ Л. А.: 1965. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. Тр. Палеонт. Ин-та т. 105.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1958. К вопросу о новейшей черноморской трансгрессии. Тр. ин-та Океанологии т. 28.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. «Наука».
- ПОПОВ Г. И.: 1955. История Манынского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских четвертичных отложений. Бюлл. Моск. об-ва Испыт. природы отд. геол. т. 30, в. 2.
- ПОПОВ Г. И.: 1970. Геология СССР, т. XLVI, (Ростовск, Волгоградск, Астраханская обл., Калмыцк. АССР). Четвертичная система «Недра».
- ФЕДОРОВ П. В.: 1956. О современной эпохе в геологической истории Черного моря. Докл. АН СССР; т. 110, № 5.
- ФЕДОРОВ П. В.: 1959. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. Докл. АН СССР. т. 124, № 5.
- ФЕДОРОВ П. В.: 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 88.
- ФЕДОРОВ П. В.: 1970. Некоторые новые данные о карангатских отложениях Черного моря и их соотношении с терреном Средиземного моря. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6.
- ШИЛИК К. К.: 1970. Реконструкция топографии античной Ольвии. Краткие сообщения ин-та Археологии АН СССР вып. 124.

## LATE QUATERNARY HISTORY OF THE BLACK SEA

by

P. V. FEDOROV

### SUMMARY

Two transgressions can be distinguished in the Black Sea area during the Upper Pleistocene and Holocene, both associated with the glacioeustatic transgressions of the Mediterranean and the Ocean.

The Karangat transgression (Last Interglacial) was accompanied by a dissemination in the Black Sea of the most stenohaline and thermophile molluscan fauna. Karangat deposits form a terrace 12—14 m high (the Caucasus, Bulgaria), 6—8 m high (the Crimea) and from 3 m to minus 2—3 m (Taman peninsula) that, probably, corresponds the Neotyrrhenian (Ouljian) of the Mediterranean and the Atlantic. The post-Karangat regression associated with the last glaciation and which reached marks about minus 60—80 m, should be correlated with the Grimaldian regression. At the end of this time or at the very beginning of the post-glacial transgression an intensely freshened Neuxinian running-water lake existed in the basin of the Black Sea with a run-off into the Mediterranean.

The postglacial Black transgression associated with the Flandrian transgression was developing in several stages. The early on — the Old Black Sea stage — corresponded the beginning of the transgression and a salinification (a basin within the outlines of the present sea at a level below 10 m). It has been replaced by a maximum phase (New Black Sea) of transgression and salinification during the Holocene thermal optimum (about 5000 years before our time), which exceeded the present level by 2—2.5 m. Probably, the New Black Sea phase is the one that corresponds the Flandrian phase of the Mediterranean and of the Atlantic ocean, as well as the Littorina transgression of the Baltic Sea. Later, in the interval of 4—2 th. years before our time the Thanagoriisk phase of regression took place) to minus 4—6 m), replaced at the beginning of our era by a short Nymphaean transgressive phase (about 1 m above the present level).

Поступило: 11.7.1972

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕСКОЛЬКИХ КОЛОНОК ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Л. А. НЕВЕССКАЯ, Москва

Детальное исследование донных колонок, взятых при экспедиционных работах Института океанологии АН СССР в 1955—1959 гг. из прибрежных северных районов Черного моря, дало возможность выделить ряд слоев, последовательно сменяющих друг друга по вертикали и хорошо прослеживающихся в пространстве.

Самые древние из вскрытых колонками слоев — тарханкутские — были отнесены к горизонту, предшествующему новозвксинскую, названному условно послекарангатским (Невесская, 1963). В новозвксинском горизонте выделены каркинитские (Невесская, 1961) и новозвксинские слои, а в черноморском горизонте — бугазские, витязевские, каламитские (Невесская, 1958) и джеметинские (Невесская, 1962), характеристика которых дана в табл. 1.

Максимальная глубина моря, на которой при этих работах брались колонки, была ограничена 50-тью метрами, поэтому было очень важно проследить выделенные слои в более глубоководных отложениях.

При более ранних исследованиях 1924—1932 гг. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1938) среди глубоководных позднечетвертичных осадков выделили новозвксинские, древнечерноморские и современные, но более дробного подразделения при прежней технике отбора колонок произвести было нельзя.

Американская экспедиция «Атлантис II» в 1969 г. взяла многочисленные колонки из глубоких частей Черного моря, но фаунистические остатки были обнаружены лишь в немногих колонках. Четыре из них были присланы для определения в Палеонтологический институт — две из южной части Черного моря и две — из области у берегов Крыма и Кавказа (рис. 1).

Только одна колонка 1433, взятая у берегов Крыма на глубине моря около 2 тыс. м., возможно, вскрыла отложения древнее новозвксинских: на глубине 507 см (по колонке) в глинах обнаружена мелкая раковина *Cardium edule lamarcki* Reeve; никаких новозвксинских форм в этом горизонте не отмечено. Осадки, содержащие эту раковину, могут быть отнесены к тарханкутским слоям (рис. 2).

С 487 см и по 351 см в этой колонке вскрыты новозвксинские глинистые отложения, в которых найдены обломки *Dreissena rostriformis* Desh., *Monodacna* (?) *caspia* Eichw., *Micromelania caspia lincta* Mil. Горизонты 341—187 см, вероятно, принадлежат бугазским слоям черноморского горизонта: в них при преобладании обломков и мелких рако-



Таблица 1  
Подразделения позднечетвертичных и голоценовых отложений  
Черноморского бассейна и характерные фаунистические комплексы  
(по Л. А. Невесской из работы Е. Н. Невесского, 1967)

Горизонты	Слон	Фаунистический комплекс	Буквенный индекс
Черноморский	Джеметинские	Преобладание наиболее стеногалинных для Черного моря видов: <i>Divaricella divaricata</i> (L.), <i>Gafrarium minimum</i> (Mont.), <i>Pitar rudis</i> (Poli), <i>Cardium papillosum simile</i> Mil.	дж
	Каламитские (позднедревне-черноморские)	Преобладание менее стеногалинных видов: <i>Chione gallina</i> (L.), <i>Spisula subtruncata</i> (Costa), <i>Mytilus galloprovincialis</i> Lmk.	кл
	Витязевские (среднечерноморские)	Преобладание эвригалинных видов: <i>Cardium edule</i> L., <i>Abra ovata</i> (Phil.), <i>Corbula mediterranea maeotica</i> (Mil.), <i>Mytilaster lineatus</i> (Gm.).	вт
	Бугазские (раннедревне-черноморские)	Преобладание новозевксинских форм: <i>Monodacna caspia</i> (Eichw.), <i>Dreissena polymorpha</i> (Pall.), и др.; при появлении немногочисленных морских видов: <i>Cardium edule</i> L., <i>Abra ovata</i> (Phil.), <i>Corbula mediterranea maeotica</i> (Mil.), и некоторых других.	бг
Новозевксинский	Новозевксинские	Широкое развитие солонатоводных форм: <i>Monodacna caspia</i> (Eichw.), <i>Dreissena polymorpha</i> (Pall.), <i>Dr. rostriformis</i> (Desh.), и др.	нэ
	Каркинитские	Преобладание солонатоводных форм: <i>Dreissena polymorpha</i> (Pall.); наличие редких морских эвригалинных видов: <i>Cardium edule</i> L.	крк
Послекаркинитский	Тарханкутские	Сосуществование эвригалинных морских [ <i>Cardium edule</i> L., <i>Abra ovata</i> (Phil.)] и солонатоводных ( <i>Dreissena polymorpha</i> ) видов	трх

вин *Dreissena rostriformis* Desh. встречаются обломки *Cerithidium*, *Gastropoda* (?). (Определения гастропод выполнены Л. Б. Ильиной). Горизонты 167—87 см лишены остатков моллюсков, а с 47 см преобладают обломки митилид, т. ч. эти горизонты можно относить к каламитским или джеметинским слоям.

Колонка 1481, взятая на глубине моря около 1400 м у берегов Кавказа, в низах вскрывает слой новозевксинского возраста: от 500 до 351 см содержатся довольно многочисленные *Dreissena rostriformis distincta* Andrus., реже встречаются *Dr. polymorpha* Pall., *Micromelania caspia lincta* Mil., *M. elegantula* Dyb., *Caspia (Clathrocaspia) gmelini* Dyb. и некоторые другие гастроподы. Горизонты 341—200 см относятся к бугазским слоям черноморского горизонта, а в горизонтах 100 см и 5 см остатков моллюсков не обнаружено.

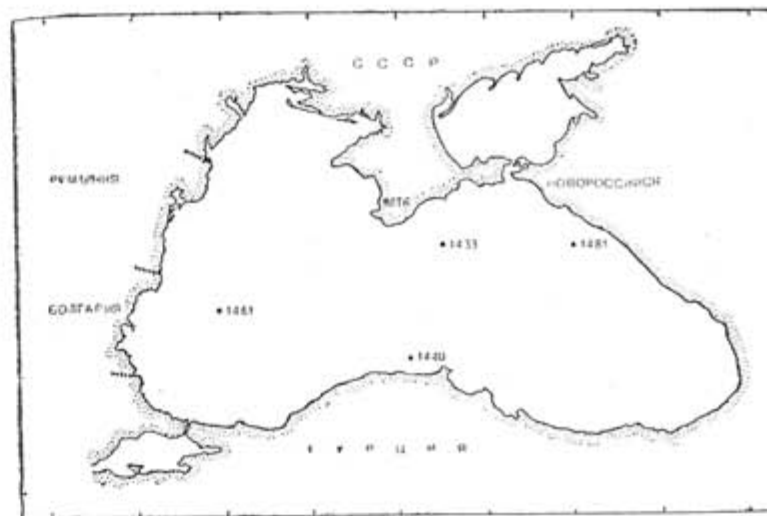


Рис. 1. Места взятия изученных колонок (по «Атлантис II»).

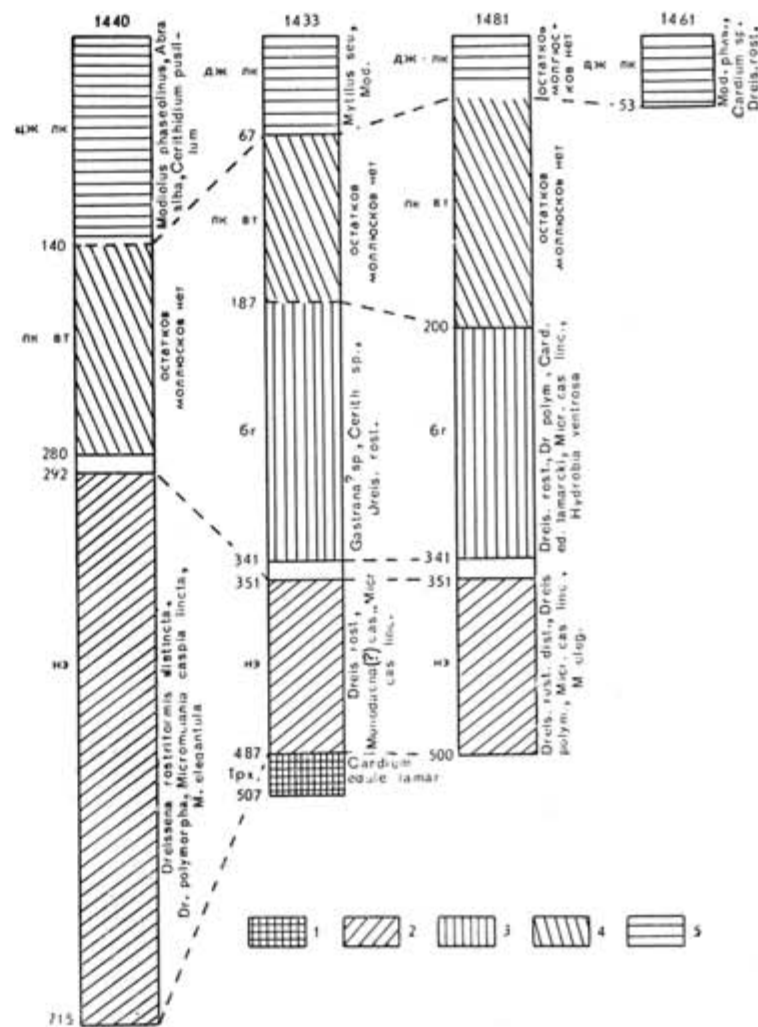


Рис. 2. Сопоставление изученных колонок:

1 — тарханкутские слои; 2 — новозевксинские слои; 3 — бугазские слои; 4 — каламитско-витязевские слои; 5 — джеметинско-каламитские слои

В колонке 1440, взятой у берегов Турции на глубине около 150 м в низах (горизонты 715—292 см) также вскрываются новоэвксинские отложения с той же фауной, что и в предыдущей колонке, горизонты 280—160 см не содержат остатков моллюсков, а начиная со 140 см появляются редкие раковины морских форм: *Abra alba* (Wood), *Modiolus phaseolinus* Phil., *Cerithidium pusillum* (Jeff.), т. е. начинаются каламитские слои. Горизонты 40 см и выше можно отнести к джеметинским слоям по находкам одних лишь *Modiolus phaseolinus* Phil.

В колонке 1461 у берегов Болгарии на глубине моря около 1700 м на глубине колонки 53 см отмечены слои не древнее каламитских.

Бросается в глаза крайняя бедность остатками раковин моллюсков всех слоев изученных глубоководных колонок. Наиболее богаты в этом отношении новоэвксинские слои, хотя все раковины в них очень хрупкие и часто полурастворенные. Все найденные формы относятся к глубоководным видам, характерным для глубин современного Каспийского моря (*Dreissena rostriformis distincta* Andrus., виды рода *Micromelania* и некоторых других родов гастропод).

Отложения, которые по положению в колонках соответствуют витезевским и, вероятно, части каламитских слоев, вообще лишены остатков раковин. В каламитских и джеметинских слоях найдены только редкие мелкие (до 1 мм) раковины молодых видов, относящихся также к глубоководным представителям ферноморской фауны — *Modiolus phaseolinus* Phil., *Abra alba* (Wood), *Cerithidium pusillum* (Jeff.) живущим ныне на глубине от 50—70 до 115—125 м. Вероятно, молдь этих видов заносилась на большие глубины, где не было условий для жизни моллюсков, и здесь гибла.

Несмотря на качественную и количественную бедность фаунистического состава в позднеплейстоценовых глубоководных отложениях Черного моря оказалось возможным выделить те же стратиграфические подразделения, что и в мелководной области.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д., СТРАХОВ Н. М.: 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР.
- НЕВЕССКАЯ Л. А.: 1958. Смена комплексов двустворчатых моллюсков Черного моря в позднечетвертичное время. Докл. АН СССР, т. 121, № 1.
- НЕВЕССКАЯ Л. А.: 1962. Особенности развития двустворчатых моллюсков Черного моря в позднечетвертичное время. Докл. АН СССР, т. 143, № 5.
- НЕВЕССКАЯ Л. А.: 1963. Определить двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. Тр. Палеонтол. ин-та, т. 96. Изд-во АН СССР.
- НЕВЕССКАЯ Л. А.: 1965. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. Тр. Палеонтол. ин-та, т. 105. Изд-во «Наука».
- НЕВЕССКАЯ Л. А., НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1961. О соотношении карагатских и новоэвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря. Докл. АН СССР, т. 137, № 4.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. Изд-во «Наука».

Поступило: 16.8.1972

## RESULTS OF INVESTIGATION OF SOME DEEP SEA CORES TAKEN FROM THE CENTRAL PART OF THE BLACK SEA

by

L. A. NEVESKAYA

### SUMMARY

In this article the results of the Mollusca determinations of 4 deep sea cores taken by the USA research vessel "Atlantis-II" at the depths from 150 m to 2000 m are discussed. Despite of scarce fauna in the cores it was possible however to subdivide the sediments examined into 3 stratigraphic complexes correlative to the three ones stated in the sediments of the near-shore zone, namely, the Tarkhankutian, the Neoeuxinian, the Bugazian layers and equivalents of the Vityazevian, Kalamitian and Dzhe-metian layers.

**ИСТОРИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ  
В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО СТРАТИГРАФИИ  
И ЛИТОЛОГИИ ПЛИОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПОРОД ДНА  
РАЙОНА КАРКИНИТСКОГО ЗАЛИВА**

Л. И. ПАЗЮК, Н. И. РЫЧКОВСКАЯ, А. И. САМСОНОВ, Г. Г. ТКАЧЕНКО,  
И. Я. ЯЦКО, Одесса

Геологическая история северо-западной окраины Черного моря в плиоцене и плейстоцене разработана и охарактеризована в трудах Н. И. Андрусова (1904—1905, 1912, 1918), А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), И. Я. Яцко (1954, 1959), Л. Б. Ильиной (1965), Е. Н. Невесского (1967), Л. А. Невесской (1963, 1965), П. В. Федорова (1963) и др.

Однако, новые исследования позволили несколько подробнее осветить отдельные детали в истории развития рассматриваемого региона.

В результате работ, проведенных в 1969 г. на акватории Черного моря в районе устья Каркинитского залива, собран материал по двум буровым профилям, заложенным на восточной части т. н. поднятия Голицына (рис. 1).

В буровых колонках скважин — одной опорной — глубиной 24 м от поверхности морского дна и 6 — глубиной от 2 до 4 м от поверхности дна, вскрыты следующие осадочные образования верхнеэоценового и плейстоценового возраста ( $Q-Q_4$ ) — (Табл. 1).

1. Куяльницкие отложения ( $N_2kj$ ), представленные мелкозернистыми среднеизвестковыми хорошо сортированными кварцевыми песками, сменяющимися кверху слабоизвестковыми кварцевыми алевритами. Мощность этих отложений полностью не вскрыта и составляет 10,0 м. В песках содержатся остатки морской фауны: *Didacnania vulgaris* Sinz., *Viviparus subconcinus*, *Pseudocatilus pleonexta* и др. В составе грубопесчаной и гравийной примеси встречаются угловатые и полуокатанные обломки раковин, зерен кварца и слабоцементированного песчаника с известковым цементом. Среди тяжелых минералов преобладают ильменит, циркон, роговая обманка. Литофациальный облик отложений свидетельствует о прибрежно-морских условиях накопления.

2. Чаудинские отложения ( $Q_1$ ) мощность 6,3 м, залегают без резкой границы на куяльницких. Они состоят преимущественно из мелкозернистых, хорошо сортированных, среднеизвестковых, желтовато-белых песков. В песках наблюдаются прослои ракушников и крупных алевритов и содержатся остатки фауны: *Drissensia tschudaie* Andr., *Drissensia pontacaspia* Andr., *Didacna crassa nalivkini* Wass., *Monodacna caspia* Eichw. и др. В числе тяжелых минералов преобладают иль-



Сводная стратиграфическая колонка плиоплейстоценовых отложений дна Черного моря в районе восточной части поднятия Голицына

Таблица 1

Система	Ярус	Слон	Индекс	№ слоя	Мощность	Петрографический состав	Фауна
Четвертичная	Голоцен	Джеметинские Витязевские	Q <sub>4</sub>	1	2.20	Ракушки мидневые, мелкопесчаные с алевритом	<i>Mytilus galloprovincialis</i> Lam., <i>Gibbula maga albida</i> (Lym) Chione <i>Gallina corrugata</i> (Siem.) <i>Paphia discrepans</i> Neveße.
	Верхний плейстоцен	Новозвксинские	Q <sub>2</sub>	2	0.90	Пески разнотернистые, кварцевые детрито-раковинные	<i>Dreissensia polymorpha</i> Pallas, <i>Viviparus beresanica</i> Mang.
				3	0.70	Илы алевро-пелитовые	Обломки <i>Dreissensia polymorpha</i> Pal.
				4	1.30	Пески мелкозернистые, пелито-аледритовые, кварцевые	
				5	0.40	Пески, разнотернистые, кварцевые	<i>Dr. polymorpha</i> , <i>Dreis. pontocasp.</i>
				6	1.10	Ракушки сильно и слабо литифицированные, дрейсенсидовые	<i>Dreissensidae</i> , <i>Cardidae</i> , <i>Ostrea</i> , <i>Didacna</i>
	Средний плейстоцен	Карангатские	Q <sub>2</sub>	7	0.65	Ракушки устричные, псаммито-псефитовые	<i>Ostrea</i> sp., <i>Gibbula albida</i> (Gmelin.) <i>Cerithium vulgatum vulgatum</i> Brug. <i>Chlatis glabra</i> L., <i>Spirorbis</i> sp.
				8	1.10	Пески мелкозернистые, кварцевые	<i>Dreissensia polymorpha</i> Pal., <i>Theodoxus trans.</i> , <i>Didacna</i> , <i>Hydrobia</i>
	Нижний плейстоцен	Чаудинские	Q <sub>1</sub>	9	3.30	Пески мелкозернистые, равномернозернистые, кварцевые с обломками литифицированного ракушника	
				10	1.50	Ракушки псаммито-псефитовой размерности, песчано-аледритовые	
				11	1.50	Алевриты крупные, слабоспесчаные, кварцевые, раковинно-детритовые	<i>Dreis. pontocaspia</i> And., <i>Didacna crassa palivkini</i> Wass., <i>Mona-dacna caspia</i> , <i>Dreis polymorpha</i> Pal.

Система	Ярус	Слон	Индекс	№ слоя	Мощность	Петрографический состав	Фауна
Четвертичная	Неогеновая	Куюльницкий	N <sub>2</sub> kj	12	3.30	Алевриты крупные с примесью мелкозернистого песка и раковинного детрита	
				13	6.70	Пески мелкозернистые, кварцевые, с примесью алеврита, пелита и раковинного детрита	<i>Viviparus subconcinus</i> Sinz., <i>Didacnomia vulgaris</i> Sinz., <i>Dreissensia polymorpha</i> Pal., <i>Pseudocatlilus pleonoxia</i> Dav.

менит, циркон, рутит, магнетит. Литофацальный характер отложений указывает на то, что прибрежно-морские условия, сложившиеся к концу куюльницкого века, существенно не изменились

3. Древнезвксинские пески (Q<sub>2</sub>) залегают без резкой смены литологического состава на чаудинских песках, но несут следы предшествовавшего их отложению размыва в виде окатанных обломков створок представителей чаудинской фауны. Мощность 1.10 м. Глубина залегания кровли от поверхности дна 6.60 м. Пески мелкозернистые, среднесортированные, с примесью пелита и алеврита, кварцевые, слабоизвестковые — раковинно-детритовые, желтовато-белые. Содержат остатки фауны: *Dreissensia polymorpha* Pall., *Theodoxus transversalis*, *Hydrobia ventrosa* Mnt., *Didacna baericrassus* Pavl., *Didacna subpyramidata* Prav. и др. Тяжелые минералы представлены в порядке преобладания: ильменитом, цирконом, роговой обманкой, гранатом — альмандином и др. Все это свидетельствует, что прибрежно-морские условия в районе устья Каркинитского залива продолжали сохраняться.

4. Карангатские отложения (Q<sub>2</sub>) встречаются в вибропоршневой скважине № «О». Подошва их не вскрыта. Глубина залегания кровли от поверхности дна 1.90 м. Пройденная мощность 0.65 м. Они представлены разнотернистыми, плохосортированными, сильно известковыми, с детритом и раковинами устриц и дрейсенсий, кварцевыми, светло-желтовато-серыми песками, переходящими к подошве в слабо литифицированные устричные ракушники. В ракушниках содержатся остатки фауны: *Ostrea* sp., *Gibbula albida* (Gmelin), *Cerithium vulgatum culdatum* Brug., *Chlamys glabra* L. и др. В крупнопесчаной и гравийной примеси содержатся угловатые обломки раковин, полуокатанные обломки ракушника и окатанные обломки песчаного известняка.

В числе легких минералов кроме кварца и кальцита присутствует калиевый полевой шпат и мусковит. Среди тяжелых минералов преобладает аутигенный лимонит и аллотигенные — магнетит, ильменит, циркон. Все это свидетельствует о формировании карангатских отложений в условиях активной волновой переработки материала в прибрежно-морской зоне, с поступлением свежих порций материала за счет размыва берега при избыточном содержании в воде кислорода.

5. Новозвксинские отложения (Q<sub>3</sub>) широко развиты на площади. Мощность их от 0.55 м до 4.40 м. В состав их входят главным образом мелкозернистые, хорошо сортированные, слабоизвестковые, кварцевые светлорубовато-серые пески, разнотернистые, плохосортированные, среднеизвестковые пески, с большой примесью детритораковинного материала.

ла и ракушники, состоящие из детрита и раковин моллюсков, как рыхлые, так и иногда сильно литифицированные. Реже встречаются прослойки и линзы алевроитовых и глинистых средне- и слабоизвестковых илов. В песках содержатся остатки фауны: *Dreissensia polymorpha* Pall., *Viviparus pontica* Serv., *Viviparus fasciatus* Mull., *Theodoxus danubialis* C. Pfl., *Lithoglyphus naticoides* C. Pfl., и др. В крупнопесчаных и гравийных фракциях песков присутствуют угловатые и реже полуокатанные обломки сильно литифицированного ракушника с новоэвксинской фауной.



Местоположение района исследований.  
1 — Контуры поднятия Голицына по замкнутой изогипсе сейсмического горизонта. 2 — Профили бурения. 3 — Береговая линия.

В составе легких фракций содержится кварц нередко угловатой и даже остроугольной формы, глинистые минералы, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кальцит и редко обломки кварцитовидного агрегата зерен кварца. Состав аллотигенных минералов позволяет наметить для новоэвксинских отложений силлиманит-магнетит-ильменитовую терригенно-минералогическую провинцию. В числе аутигенных минералов иногда присутствуют повышенные количества то пирит-марказита, то лимонита. Все это свидетельствует о прибрежно-морских условиях формирования песков, иногда возможно сменявшихся условиями открытых неглубоких заливов и даже лагун.

6. Древнечерноморские отложения ( $Q_4$ ) на восточной части поднятия Голицына в пределах имеющегося материала выявлены только в двух случаях в виде реликтов бугазских слоев (скв. 71) и реликтов каламитских слоев (скв. 2), имеющих мощность до 0,2—0,5 м. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1938) указывали большую трудность выделения в разрезе древнечерноморских осадков, т. к. они обнаружены ими в одиночных скважинах, имели очень малые мощности и совершенно постепенные переходы к современным осадкам.

Надо полагать, что новоэвксинский век закончился региональными поднятиями, охватившими значительную часть акватории северо-западной части Черного моря, особенно в восточной части вблизи Каркинитского залива. С этим согласуются указания о обнаружении в ряде участков акватории отложений континентального облика — лёссов и лёссовидных суглинков (Е. Н. Невеский, Л. В. Ищенко и др.) Вероятно континентальные условия существовали и в начале голоцена.

7. Джеметинские отложения имеют широкое распространение. В районе поднятия Голицына мощность их колеблется от 0 до 1,27 м. Литологически они представлены: мидиевыми ракушками, мидиевыми глинистыми илами, мелко- и крупноалевроитовыми слабоизвестковыми илами, разнозернистыми, сильно известковыми, детрито-раковинными песками и сравнительно редкими мелкозернистыми, хорошо сортированными кварцевыми, темнозеленовато-серыми песками. В них содержатся остатки фауны: *Mytilus galloprovincialis* L., *Cardium edule* L., *Cardium simile* Mil., *Mytilaster lineatus* Gm. L., *Loripes lacteus*, *Monodacna caspia* Eichw. и др. В составе легких минералов: кальцит, кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, глинистые минералы. Ассоциация аллотигенных тяжелых минералов позволяет выделить циркон—магнетит—ильменитовую терригенно-минералогическую провинцию. В числе аутигенных минералов преобладает пирит—марказит над лимонитом, что свидетельствует о преобладании восстановительной обстановки в процессах диагенеза и седиментации осадков.

Приведенные данные позволяют предполагать, что, начиная с конца куяльницкого века, по настоящее время основной областью питания осадочным материалом этой части водоемов были как породы Украинского кристаллического щита, так и толщи разновозрастных осадочных пород юга Русской платформы. Допустимо полагать, что второй областью питания могло быть Крымское складчатое сооружение.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АНДРУСОВ Н. И.: 1904—1905. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова. Ежегодник геологии и минералогии России.  
АНДРУСОВ Н. И.: 1912. Террасы Судака. Записки Киевского общества естествоиспытателей. т. XXII.  
АНДРУСОВ Н. И.: 1918. Геологическое строение дна Керченского пролива. Из-во Рос. АН, № 1.  
АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д. и СТРАХОВ Н. М.: 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР.  
НЕВЕСКАЯ Л. А.: 1963. Определить двусторчатых моллюсков морских отложений Черноморского бассейна. Изд. АН СССР.  
НЕВЕСКАЯ Л. А.: 1965. Позднечетвертичные двусторчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. Тр. Палеонтол., ин-та. т. 105.  
НЕВЕСКИЙ Е. Н.: 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. Изд. «Наука». М.  
ФЕДОРОВ П. В.: 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Изд. АН СССР  
ЯЦКО И. Я.: 1954. Опыт реконструкции гидрографической сети позднечетвертичного времени в северо-западной части Черного моря. Тр. ин-та Океанолог. т. X.  
ЯЦКО И. Я.: 1959. Этапы развития северо-западного побережья Черного моря между дельтами Дуная и Днестра. Труды совещания по динамике берегов. Одесса.

Поступило: 13.9.1972

HISTORY OF THE BLACK SEA NORTH-WESTERN AREA DUE  
TO THE NEW INFORMATION ON STRATIGRAPHY AND  
LITHOLOGY OF THE PLIO-PLEISTOCENE  
OF THE KARKINIT BAY BOTTOM

by

L. I. PAZYUK, N. I. RYCHKOVSKAYA, A. I. SAMSONOV,  
G. G. TKACHENKO, I. YA. YATZKO

SUMMARY

As a result of the investigations which were carried out in 1969 in the Black Sea, in the Karkinit Bay region the stratigraphic subdivision of the upper part of sedimentary cover (Quaternary and Pliocene) became possible.

The Kujalnik, Chauda, Old Euxin, Karangat, New Euxin, the Old Black Sea and the recent deposit series were distinguished. These sedimentary strata are characterized lithologically and on the basis of paleontological data.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ, ВОЗРАСТ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ  
МОЩНОСТЕЙ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ  
НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТЕРРАСЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

П. Н. КУПРИН, Ф. А. ЩЕРБАКОВ, Ю. Г. МОРГУНОВ, Москва

В процессе исследования геологии континентальной террасы Черного моря, особенно его северо-западной части, Лабораторией морской геологии Геологического факультета МГУ было получено большое количество колонок современных осадков и сейсмоакустических профилей дна. Анализ этого материала позволил уточнить основные этапы развития этой части Черного моря в голоцене и позднем плейстоцене, а также связь этого развития с неотектоникой и структурой нижних этажей осадочного чехла шельфа.

Эти исследования подтвердили, что большая часть шельфа северо-западной части Черного моря покрыта существенно карбонатными, биогенными отложениями типа ракушечников с содержанием карбоната кальция от 40 до 70%. Слой осадков достигает 0,4—0,6 метров, но местами в средней части шельфа он едва превышает 0,20 м. Большую мощность и существенно глинистый терригенный состав имеют отложения восточной части шельфа, прилегающей к Крымскому полуострову. Такие же относительно тонкодисперсные раковинные илы значительной мощности выполняют отдельные понижения в коренном ложе прибрежной зоны шельфа.

На континентальном склоне, сразу за перегибом, и особенно у его подножия мощности позднелейстоценовых и голоценовых осадков заметно возрастают. Отложения континентального склона и его подножия представлены целиком глинистыми, преимущественно терригенными осадками. С поверхности здесь залегают, как правило тонко- и микро-слоистые карбонатные и глинисто-карбонатные илы, обогащенные органическим веществом, образующим местами четко выраженные прослои (15—20 см). Ниже обычно вскрываются алевроитово-глинистые илы, обогащенные гидротроилитом, также образующим местами целые прослои. В низах полученных нами колонок вскрываются весьма тонкодисперсные глинистые илы, красно-бурая окраска которых рассматривается нами как реликт «окислительных» условий среды во время их накопления. Эти отложения удалось стратиграфически расчленить на основе схемы Архангельского и Страхова (1938 г.) детализированной Е. Н. и Л. А. Навесскими (1961 г.) (рис. 1).

Здесь по всей площади хорошо выделяются новочерноморские или джеметинские слои, характеризующиеся на внешней части шельфа (на глубинах свыше 50 м) фауной *Madiolus phaseolinus*, а в прибрежной



части — разнообразным комплексом моллюсков, содержащим в основном *Mytilus galloprovincialis*, *Abra alba*, *Chione gallina* и другие формы. Хорошо выделяются также каламитские или верхнедревнечерноморские слои, в отложениях которых на шельфе резко преобладает *Mytilus galloprovincialis*. Эти слои выделяются в целом ряде случаев еще и

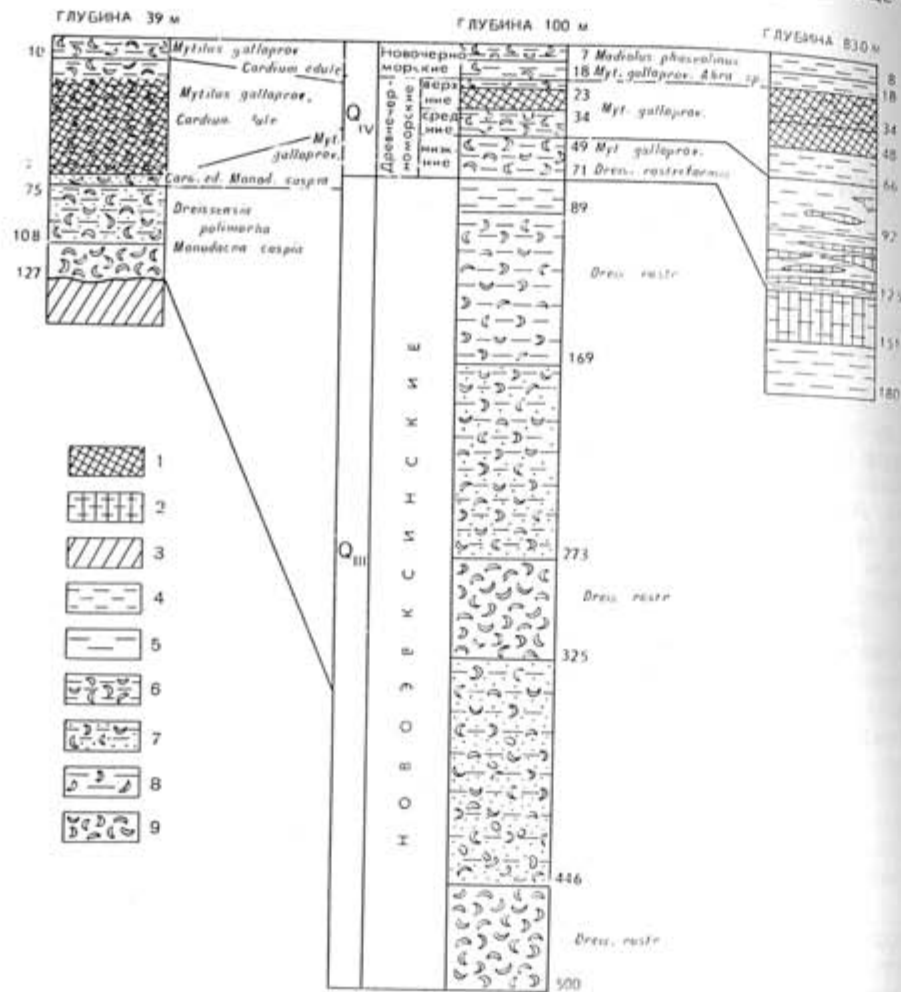


Рис. 1. Сводные литолого-стратиграфические колонки позднечетвертичных осадков шельфа и континентального склона северозападной части Черного моря:

1 — тонкодисперсное, сапропелоподобное органическое вещество, 2 — гидротрохилит, 3 — континентальные отложения, 4 — краснобурые «окисленные» глинистые илы, 5 — алевритово-глинистые и глинистые илы, 6 — раковинные алевритовые илы, 7 — раковинные песчано-алевритовые илы, 8 — алевритовые илы с ракушкой, 9 — ракушечники.

потому, что терригенная часть представлена в них илом, богатым тонкодисперсным органическим веществом сапропелевого типа.

Средне- и раннедревнечерноморские (бугазско-витязевские) слои выделяются в отложениях открытой части шельфа северозападной части Черного моря с трудом. Местами они совершенно выпадают из разреза и слои, содержащие исключительно фауну *Mytilus*, по резкой границе налегают на новоэвксинские отложения. Там, где на шельфе бугаз-

ско-витязевские слои выделяются по смешанному новоэвксинско-древнечерноморскому комплексу фауны, они имеют очень малую, часто буквально несколько сантиметров, мощность.

На большей части данного шельфа в основании разреза современных осадков залегают отложения с типично новоэвксинским комплексом фауны дрейссен и монодаки. Новоэвксинские отложения на шельфе име-



Рис. 2. Литолого-палеогеографическая и геологическая карта-схема дна северозападной части Черного моря во время максимальной регрессии верхнего плейстоцена:

1 — глинистые илы, 2 — алевритово-глинистые раковинные илы, 3 — ракушечники, 4 — ракушечники песчаные, 5 — глины плиоценового возраста, 6 — аллювиальные, озерные и лагунные отложения верхнего плейстоцена, 7 — золотые (лессы) отложения верхнего плейстоцена, 8 — места расположения колонок современных осадков.

ют мощность обычно от нескольких до 10 сантиметров и часто залегают в мелких западинах коренного ложа. Мощность этих осадков резко увеличивается до нескольких метров на краю шельфа, в диапазоне глубин от 70 до 100 метров. Здесь новоэвксинские осадки, вообще относительно грубозернистые, представлены или чистыми ракушечниками или ракушечно-песчаными отложениями с галькой.

Под морскими отложениями на большей части шельфа вскрываются континентальные породы плейстоцена, выраженные лёссовидными суглинками, главным образом в прибрежной части шельфа. На значительной площади в средней части шельфа эти породы слагаются аллювиальными, аллювиально-озерными и отчасти лагунными мекозернистыми песками, глинистыми песками и алевритами.

Имея ряд непрерывных разрезов, пересекающих шельф, континентальный склон и его подножие, мы попытались выделенные на шельфе горизонты проследить в толще более глубоководных отложений. В качестве опорного использовался четко выделяемый горизонт каламитских отложений, обогащенный органическим веществом. Мы исходили при

этом из того факта, что имеется определенная стратиграфическая приуроченность максимума накопления органики по всему бассейну Черного моря. Этот горизонт, стратиграфически датированный в отложениях шельфа, мы параллелизовали со слоем сапропелевых отложений, выделяемых в верхах толщи глубоководных осадков Черного моря практически по всей его акватории.



Рис. 3. Литолого-палеогеографическая карта-схема дна Черного моря в конце плейстоцена начале голоцена.

1 — глинистые илы, 2 — алевритово-глинистые илы с раковинами моллюсков, 3 — ракушечники, 4 — ракушечники песчано-глинистые, 5 — ракушечники глинисто-алеваитовые, 6 — ракушечники песчаные, 7 — суша.

Над сапропелевыми отложениями в глубоководных осадках северо-западной части Черного моря выделяются новочерноморские слои с типичной, описанной Архангельским и Страховым, сезонной микрослоистостью. Вслед за Архангельским и Страховым, мы считаем тонкодисперсные, бурые «окисленные» слои в основании наших колонок новоэвксинскими, проводя их верхнюю границу по четко фиксированному в северо-западной части гидротроилитовому горизонту.

Слои, лежащие между терригенными новоэвксинскими и каламитскими сапропелевыми отложениями, естественно относить к бугазско-визяевскому горизонту Е. Н. Невесского (1967).

Наши выводы можно сопоставить сейчас с данными американской экспедиции на исследовательском судне «АТЛАНТИС-II», относящимися, правда, к противоположной, юго-восточной части Черного моря (Degens and Ross, 1969). Вскрытые здесь сапропелеподобные слои мощнее и содержат значительно больше органического вещества. Абсолютный возраст осадков, фиксирующих начало резкого скачка в накоплении органики, определен здесь в 7000 лет, то есть как конец новоэвксинского и

начало древнечерноморского времени. Вполне возможно, что этот скачок в юго-восточных районах моря начался раньше, чем в северо-западных. Максимум же накопления органики приходится здесь на период примерно 5000 лет назад, то есть где-то на середину древнечерноморского времени. Нам кажется, что это соответствует, может быть с некоторым есте-

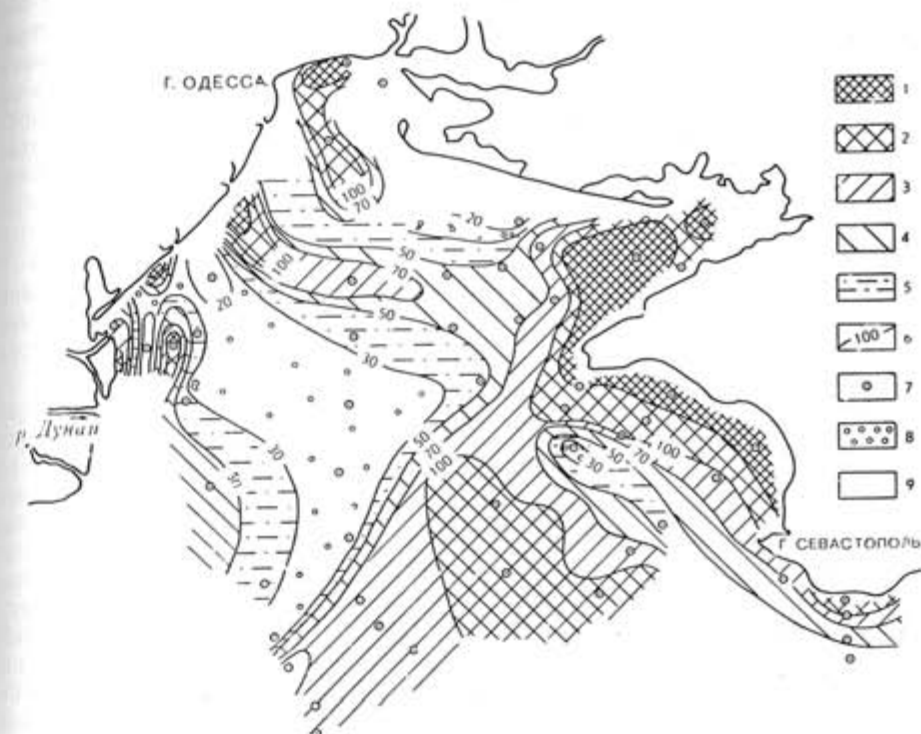


Рис. 4. Карта-схема мощностей голоценовых осадков дна северо-западной части Черного моря.

1 — мощности свыше 200 см, 2 — мощности от 100 до 200 см, 3 — мощности от 70 до 100 см, 4 — мощности от 50 до 70 см, 5 — мощности от 30 до 50 см, 6 — изопакты в сантиметрах, 7 — точки расположения колонок осадков, 8 — мощности от 20 до 30 см, 9 — мощности 20 и менее сантиметров.

ственным смещением во времени, тому, что мы получили для северо-западной части Черного моря.

На основе анализа полученного материала нами построены несколько литолого-палеогеографических карт для позднего плейстоцена и голоцена северо-западной части Черного моря, а также карта мощностей голоценовых осадков (рис. 2, 3 и 4).

Выявление и изучение распространения прибрежных фаций новоэвксинских осадков позволило установить приблизительное положение уровня Черного моря в данном районе во время максимальной регрессии в позднем плейстоцене. Он располагался тогда на отметках «-70» — «-80» метров и маркируется полосой распространения мощных ракушечников и грубозернистых терригенно-ракушечных отложений (рис. 2). На континентальном склоне и у его подножия этому уровню соответствует накопление тонкоотмученных глинистых илов, бурая окраска которых свидетельствует о том, что сероводородное заражение в Черном море в то время отсутствовало.

Благодаря тому, что во многих колонках были вскрыты коренные континентальные отложения, сейчас можно составить некоторое представление о геологическом строении прилегающей в то время с севера суши. Она представляла собой обширную аллювиально-озерно-лиманную равнину, занимавшую всю среднюю часть нынешнего шельфа. С юга эта равнина ограничивалась выступами коренного рельефа, где обнажались пестрые глины плиоцена. На севере и западе положительные формы рельефа были сложены суглинками плейстоцена.



Рис. 5. Структурная схема поверхности отложений майкопской серии  
1 — изогонсы поверхности отложений майкопской серии, 2 — региональные разломы, 3 — мелкие разрывные нарушения, 4 — поднятия, 5 — впадины.

Палеогеография конца новозэвксинского времени представлена на рис. 3, составленной с использованием известных материалов Е. Н. Невесского (1967). В позднеплейстоценовое (новозэвксинское) время уровень моря поднялся на 40—50 метров и характер осадконакопления на шельфе северо-западной части Черного моря существенно не менялся. Преобладало биогенное карбонатакопление, сопровождавшееся значительным выносом относительно грубозернистого терригенного материала. Это свидетельствует об интенсивном стоке и выносе осадочного материала в это время. Однако, то, что большинство рек впадало в крупные лагуны, послужило причиной продолжавшегося накопления на континентальном склоне, и особенно у его подножия, больших масс глинистых илов. Они, по-видимому, в большом количестве выносились во взвеси реками, как продукты размыва многочисленными водотоками различных ледниковых и эоловых тонкозернистых отложений на суше.

В последующие периоды истории Черного моря в связи с образованием пролива и появлением связи со Средиземным морем возникает ха-

ристатическая область в пределах глубоководной котловины и начинается сероводородное заражение придонных слоев воды. С этим было связано возникновение резко восстановительной обстановки в верхних слоях богатых железом «бурых» новозэвксинских глинистых илов и появление «гидротроилитовых» горизонтов и толще осадков.

В каламитское, верхнедревнечерноморское время уровень моря, как это было показано Е. Н. Невеским (1967), был уже сравнительно близок к современному. Это время увеличения темпа осадконакопления на шельфе вообще и, в частности, биогенного карбонатакопления, которое сопровождалось накоплением органического вещества, главным образом в виде тонкодисперсного растительного детрита, обогащающего ракушечника средней части шельфа. Однако наиболее богатые органикой осадки типа сапропеля накапливаются прежде всего у подножия континентального склона.

По-видимому, возникновение зоны сероводородного заражения в Черном море в связи с этим зависело не только от проникновения средиземноморских вод в конце новозэвксина, но и от мощного привноса органического вещества, максимум которого приходится именно на это время.

Представленная на рис. 4 карта мощностей голоценовых осадков северо-западной части Черного моря позволяет провести некоторое районирование данной области по этому принципу. Во-первых, выделяется область континентального склона и его подножия, где мощности более высоки и распределены более равномерно, чем на шельфе. Во-вторых, шельф довольно четко делится на восточную, прикрымскую область больших мощностей и западную область меньших и резко изменчивых мощностей. Выделяется крупная область заметно уменьшенных мощностей, вытянутая в виде полосы в створе: мыс Тарханкут — устье Дуная. Такая же область прилегает с юга к косе Тендра. Между этими районами малых мощностей располагается полоса распространения более мощных осадков, грубо ориентированная также в широтном направлении. Более пестрая и имеющая иной план картина распределения мощностей в Придунайском и Одесско-Дунайском районах. Здесь чередуются в общем субмеридионально вытянутые участки малых мощностей, разделенные сравнительно узкими зонами повышенных мощностей.

Распределение мощностей голоценовых осадков в целом соответствует общему структурному плану более нижних этажей осадочного чехла шельфа. Это вытекает из анализа составленной по данным сейсмоакустического профилирования карты (рис. 5) глубин залегания кровли отложений майкопской серии.

Как видно из карты, общий план распределения мощностей отвечает установленной ранее широтно ориентированной структуре осадочного чехла. В частности, Тарханкутско-Дунайская зона малых мощностей хорошо совпадает с серией поднятий, прослеживающихся по деформациям в кровле майкопа. Параллельная ей зона малых мощностей в северной части описываемой территории совпадает с общим подъемом кровли майкопских отложений в районе кос Тендра и Джарылгач. Распределение мощностей современных осадков соответствует также блоковой структуре данного шельфа. Так, по-видимому, различие в порядке мощностей голоценовых осадков западной и восточной частей шельфа проходит по меридионально вытянутой зоне, соответствующей известному меридиональному Николаевскому разлому. Часть шельфа к востоку от этого разлома, прилегающая к Крымскому полуострову, представляется относительно опущенной. Средняя же часть шельфа, к западу от Николаевского разлома, ограничена с запада Одесским региональным



разломом и может рассматриваться по сравнению с первой относительно приподнятой.

С особенностями блоковой структуры связано, по-видимому, увеличение мощности голоценовых осадков в средней части шельфа как раз над поднятием Голицина. По всей вероятности в пределах относительно приподнятой средней части шельфа данный участок является блоком земной коры ограниченным с севера и с юга двумя широтно ориентированными разломами. По отношению к приподнятым или имеющим тенденции юк поднятию, Тарханкутско-Дунайской и Теңдровско-Джраймачской зонам этот блок, видимо, или испытывает погружение, или стабилен, или, по крайней мере, остается в своем поднятии.

Отражение такой структуры фиксируется также и в строении подстилающих современные морские осадки шельфа континентальных отложений. Так, Тарханкутско-Дунайская зона поднятий прослеживается (рис. 2) по выходам отложений верхнего неогена среди поля развития верхнеплейстоценовых отложений. К упомянутому выше относительно опущенному блоку земной коры приурочено развитие аллювиально-озерно-лагунных фаций плейстоцена.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д., СТРАХОВ Н. Н.: 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, Л.
- НЕВЕССКАЯ Л. А., НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1961. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время. Докл. АН СССР, т. 136, № 5.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. Изд-во «Наука», М.
- DEGENS E. T. and ROSS D. A.: 1969. Oceanographic expedition in the Black Sea: a preliminary report. Woods Hole Oceanographic Institution. Contribution. No 2430, W. H.

Поступило: 4.II.1972

#### CORRELATION, AGE AND DISTRIBUTION OF THE POSTGLACIAL CONTINENTAL TERRACE SEDIMENTS OF THE BLACK SEA

by

P. N. KUPRIN, F. A. SHCHERBAKOV, I. I. MORGUNOV

#### SUMMARY

Geological and geophysical investigations on the continental terrace of the north-western part of the Black Sea made it possible to ascertain the fact of close connection between the forms of the bottom's surface, neotectonic processes, types and mechanism of the sedimentation as well as the holocene sea levels. On the continental terrace there are some types of sequences of the postglacial deposits: terrigenous sediments which are located near the shore-line, carbonaceous ones in the middle part of the shelf and terrigenous sediments with a thick organic layer covering the

continental slope. By means of stratigraphic determination these types of the sediments were divided into horizons. They are known New Black Sea-layer, Old Black Sea-layer and the Upper Pleistocene (New-Euxine) sediments. According to new data the postglacial sediment thickness changes on the area as follows: the minimum is concerned with the western part and the greatest thickness is found in near-shore zone of the Crimean peninsula and on the continental slope.

At the end of the late-Pleistocene the ancient level of the Black Sea was below its recent level by 70—80 m. This was caused by the World Ocean regression. The neotectonic movements were the decisive factor in the postglacial development of this region.

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ГЛУБОКОВОДНОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

К. М. ШИМКУС, Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, Геленджик—Калининград

Вопросы осадкообразования и четвертичной истории Черного моря рассматривались в фундаментальных трудах советских геологов и палеонтологов (Архангельский, 1932, 1938; Федоров, 1963; Невеский, 1965, 1967). В основу этих работ положены литологические и палеонтологические исследования отложений морских террас и сравнительно коротких разрезов (несколько м) мелководных и глубоководных осадков. В последние 10—15 лет удалось существенно расширить наши знания о составе глубоководных осадков этого бассейна в связи с получением длинных колонок осадков (Емельянов, Шимкус, 1962, 1963; Ross, Degens, 1970).

В результате всесторонних литологических исследований (изучено 60 колонок длиной от 3 до 13 м), проведенных в Южном и Атлантическом отделениях ИОАН, а также абсолютных датировок колонок по  $C^{14}$  (Виноградов, и др., 1962, 1966; Нейштадт и др., 1965; Ross, Degens, 1970) были получены новые обширные данные по составу и стратиграфии верхней (10—13 м) толщи осадков, позволяющие значительно дополнить или заново осветить некоторые вопросы позднечетвертичного осадкообразования в глубоководной части Черного моря и истории геологического развития этого бассейна.

А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым впервые установлено, что разрез глубоководных позднечетвертичных осадков Черного моря состоит из трех литологически резко различных стратиграфических горизонтов: современного (С), древнечерноморского (Дч) и новоевксинского (Не) (табл. 1). Абсолютные датировки по  $C^{14}$  показывают, что возраст подошвы как современных, так и древнечерноморских осадков в разных зонах моря неодинаков. Так, например, возраст С горизонта и Прибосфорском р-не около 5 тыс. лет (Виноградов и др., 1962, 1966), а на абиссальной равнине—2,9—3,3 тыс. лет. Подошва Дч горизонта напротив Босфорского пролива имеет возраст 9,35 тыс. лет, в абиссальной области к югу от Крыма около 7,5 тыс. лет, в юго-восточном районе—примерно 8 тыс. лет, между Синопом и Крымом—6,7 тыс. лет и т. д.

Уменьшение возраста подошвы современных осадков сопровождается увеличением их карбонатности. Минимальная его величина получена в халистатической области, где этот горизонт целиком сложен биогенными (кокколитовыми) сильноизвестковыми илами. В Дч горизонте параллельно уменьшению возраста увеличиваются содержания планктон-

Стратиграфия позднечетвертичных отложений Европы и Черного моря

Таблица 1

Стратиграфия и геохронология позднечетвертичных отложений Европы (голоцен по М. И. Нейштадту, 1965 г.; воорм по Н. В. Кинд, 1963).	Биостратиграфические горизонты позднечетвертичных отложений мелководных отложений Черного моря по Д. А. Невесской (1965) и Б. Н. Невесскому (1967) г.		Стратиграфические горизонты позднечетвертичных отложений Черного моря по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову (1968).		Предлагаемый вариант стратиграфической схемы позднечетвертичных осадков Черного моря		
	Время, горизонты, зоны, фазы	Абсолютная геохронология тыс. лет до наших дней	Горизонты	Абсолютный возраст, тыс. лет		Горизонты	
Поздний голоцен (исоголоцен)	0—2,5	Джеметинский	0—1,5	Современный	0—2,5	Верхнеголоценовый (позднечерноморский), Н I III	Джеметинский
	2,5—7,7	Каламитский (позднедревне-черноморский) Витязевский (среднечерноморский) Бугазский (раннедревне-черноморский)	1,5—3,8	Древнедревний слой Слой со морской и новоевксинской фауны	2,5—5,0		
Ранний голоцен (эоголоцен)	7,7—9,8	Новоевксинский	6,0—9,0		Новоевксинский Каркинитский	7—11	Нижнеголоценовый (поздне-новоевксинский), Н I
Древний голоцен	9,8—12						
Поздний воорм	Верхний дриас	10—11,7	Верхний воорм, W III		11—18	Позднеледниковый (средне-новоевксинский)	
	Аллерёд (интерстадиал)	11,7—12,0					
Средний воорм	Нижний дриас	12,0—15,0					
	Беллинг (интерстадиал)						
Поздний воорм	Готтвейтский	15,0—18,0					
	Интерстадиал Померанские морены						

Главный воорм	Франкфуртские морены	29,0—30,0	Новоевксинский	Ледниковый (ранне-новоевксинский)	18—30	
	Интерстадиал Брандербургские морены					
Средний воорм	Паудорфский межстадиал	31,6—42,7		Среднеледниковый	30—50	Каркинитский Тарханкутский
	Осцилляция ледника					
Средний воорм	Готтвейтский межстадиал	45,0—47,0				
	Лоопштедский межстадиал					
	50,0					



ногенной органики. Подобно современным осадкам, наименьший возраст подошвы горизонта Дч там, где он состоит из биогенных сапропелевых илов.

Таким образом, с достаточной ясностью выступает взаимосвязь между величинами абсолютного возраста, полученного радиоуглеродным методом, и степенью обогащения осадков биогенным материалом. Поскольку счет времени проводился по  $C^{14}$ , извлеченному из карбонатного материала, увеличение возраста осадков в периферийной области Черноморской впадины может быть следствием влияния примеси терригенных карбонатов, роль которых по периферии моря заметно повышена (Страхов, 1954). Вместе с тем не исключено, что некоторая разница в возрасте рассматриваемых границ может быть результатом не «мгновенного», а постепенного влияния средиземноморских вод на ход осадконакопления в Черноморском бассейне с возобновлением водообмена через Босфор в голоцене. Если это так, то отсюда следует, что так называемые древнечерноморские осадки (их подошва) не являются строго синхронными в разных районах Черноморской впадины. Можно говорить лишь о наиболее вероятном интервале их накопления на большей площади бассейна. Судя по имеющимся данным, для современных осадков он составляет 0—3 тыс., для древнечерноморских — 3—7 тыс. лет.

Абсолютные датировки (Виноградов и др., 1962, 1966) показывают, что Не горизонт включает осадки нижнего голоцена и последней ледниковой эпохи (верхний вюрм). К сожалению, положение границы голоцена в разрезе новоевксинских осадков точно определить нельзя. Ряд литологических признаков позволяет полагать, что ею является кровля так называемого гидротроилитового горизонта, сложенного позд-

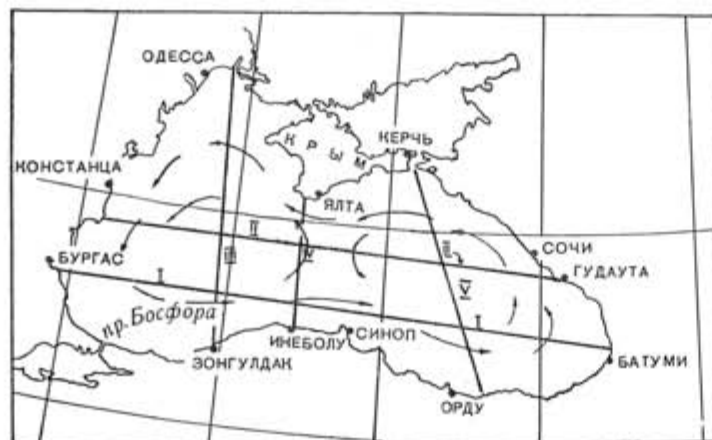


Рис. 1. Схема положения разрезов I—V. Стрелками показаны направления основных течений.

ледниковыми илами. Н. М. Страхов (1954) возникновение этого горизонта связывает с диагенезом осадков. Вместе с тем вполне вероятно, что гидротроилитовый горизонт образовался как следствие сочетания особенностей диагенеза и седиментации. В пользу сказанного говорит характер залегания названного горизонта в различных районах глубоководной впадины, своеобразие изменений его мощностей и литологического состава (Шимкус и др., 1974). Если ствлечься от гидротроилита, то наиболее характерной чертой состава рассматриваемого слоя стала бы за-

метная изменчивость карбонатности, содержания органического вещества и грануло-метрического состава по площади и в вертикальном разрезе, т. е. своеобразие распределения тех же компонентов, что и в более молодых осадках. Все это говорит в пользу того, что появление гидротроилитового горизонта связано со сменой условий осадконакопления. Учитывая его положение в разрезе, есть основание полагать, что время его образования — позднеледниковое (примерно 11—18 тыс. лет назад, т. е. поздний вюрм по Н. В. Кинд (1963).

Осадки, подстилающие так называемый гидротроилитовый горизонт, отвечают максимальной стадии похолодания в последнюю ледниковую эпоху (главный вюрм). Это подтверждается как абсолютной их датировкой, так и спорово-пыльцевым спектром, и литологическим составом осадков. Палинологические данные показывают (Нейштадт и др., 1965), что осадки накопились в холодных климатических условиях. С другой стороны, высокая примесь песчано-алевритового материала (Емельянов, Шимкус, 1963) указывает на низкий уровень положения моря, что могло быть лишь в стадию максимального похолодания. Сказанное позволило объединить осадки в этой части разреза в ледниковый горизонт.

Перечисленные представления о стратиграфии и хронологии позднечетвертичных осадков Черного моря побудили нас предложить новый вариант стратиграфической схемы (см. таблицу), более полно, на наш взгляд, отвечающей современному уровню знаний. Кроме того, на основе предлагаемого варианта стратиграфической схемы и многочисленных аналитических данных (гранулометрический анализ — 650 проб, химический анализ —  $CaCO_3$   $C_{орг}$ , Fe Mn, Ti — 260 проб, минералогический анализ — 62 пробы) и визуального описания около 100 колонок были построены многочисленные фациально-стратиграфические разрезы, фациальные схемы и схемы скоростей седиментации и рассчитаны скорости седиментации на разных этапах голоцена. Весь этот материал детально обсуждается нами в другой работе (Шимкус и др., 1974). В настоящем сообщении хотелось бы лишь обратить внимание на те выводы, которые вытекают из анализа фациально-стратиграфических разрезов (см. рис. 1—7).

Фациальные разрезы с достаточной наглядностью демонстрируют не только существенные различия в литологическом составе между отдельными стратиграфическими горизонтами, но также показывают и фациальное разнообразие самих горизонтов.

**Осадкообразование в верхнем голоцене (Н1 III).** Характерной чертой состава осадков (Н1 III) является широкое распространение известковых и сильноизвестковых кокколитовых илов. Их появление, наряду с другими причинами, связано с притоком средиземноморских вод. В площадном распределении разного типа современных осадков в глубоководной области моря обнаруживается явная асимметричность, которая контролируется, с одной стороны, положением основных круговоротов поверхностных вод, с другой — расстоянием от источников терригенного материала. В областях, примерно совпадающих с современными халистатическими, происходило почти непрерывное накопление в основном сильноизвестковых микрослоистых кокколитовых илов, характеризующихся высокими содержаниями органического вещества ( $C_{орг}$  местами достигает 11,06%). За пределами халистатических областей наблюдается прослой терригенных слабоизвестковых и биогенных (кокколитовых) сильноизвестковых илов.

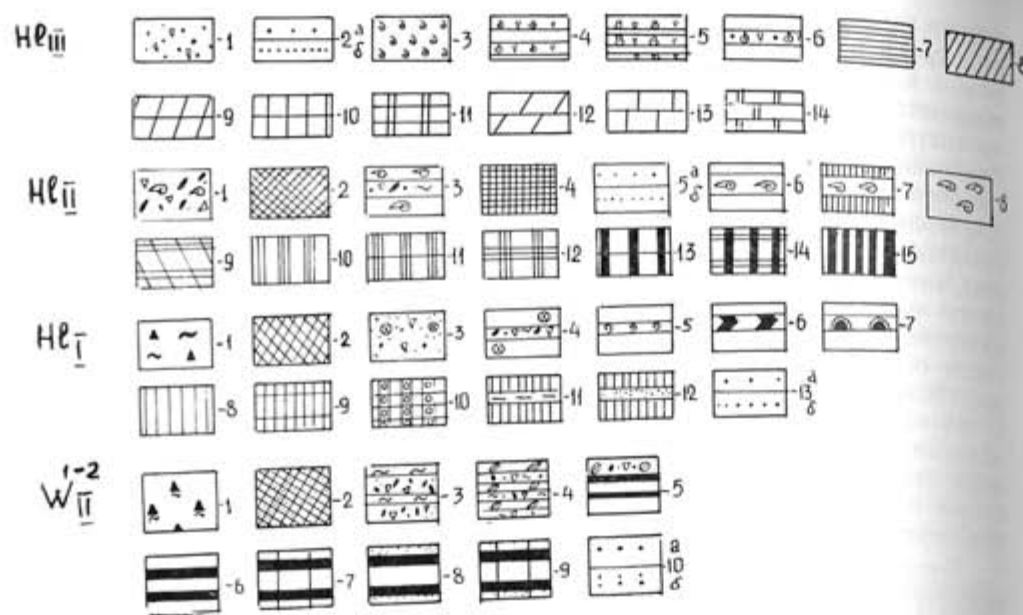


Рис. 2. Условные обозначения к фацально-стратиграфическим разрезам позднечетвертичных осадков Черного моря (см. рис. 3—7)

#### Верхний (поздний) голоцен (Н<sub>III</sub>)

1 — алевроитово-песчаные отложения с примесью раковинного детрита, 2 — маломощные прослои алевроита (мелкого, крупного): а — единичные, б — частые, 3 — ракушечники, 4 — мидиевые слабоизвестковые, известковые (реже — сильнизвестковые) или с маломощными (несколько см) прослоями чистого мидиевого ракушняка (мидиевый ил по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову), 5 — то же, с фазеолиновым биоценозом (фазеолиновый ил по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову), 6 — переслаивание мидиевого ила с прибрежными крупнозернистыми отложениями, 7 — терригенные пелитовые илы (однородные), 8 — терригенные слабоизвестковые илы (пелитовые, алевроитово-пелитовые, однородные или слабо микрослоистые), 9 — терригенные слабоизвестковые илы с маломощными прослоями известкового и сильнизвесткового кокколитового микрослоистого ила, 10 — известковые кокколитоносные илы с прослоями терригенных слабоизвестковых илов, 11 — сильно-известковые кокколитоносные илы с прослоями известковых и терригенных слабоизвестковых илов, 12 — терригенные слабоизвестковые илы (скрыто- и слабомикрослоистые), 13 — известковые кокколитоносные илы (микрослоистые) с повышенным содержанием органического вещества, 14 — сильноизвестковые кокколитоносные илы, обогащенные органическим веществом (известково-глинистый ил по Н. М. Страхову).

#### Средний голоцен (Н<sub>II</sub>)

1 — прибрежные песчано-гравийно-галечные отложения с примесью ракушечного детрита, 2 — переслаивание прибрежных морских отложений с речными, 3 — переслаивание ракушечного ила (древнемидиевого) с прибрежными отложениями (в низу разреза континентальные Н<sub>III</sub> осадки), 4 — прослой прибрежных и лагунных отложений, 5 — маломощные прослоики (менее 5 см) алевроита: а — единичные, б — частые (знак этот дополнительный и ложится на другие), 6 — органогенно-терригенные древнемидиевые илы с прослоями чистого ракушняка (ракушечного детрита), 7 — прослой древнемидиевых и диатомовых илов, 8 — древнемидиевый ракушечник, 9 — терригенные бескарбонатные и слабоизвестковые илы с прослоями терригенного ила (скрыто- и слабомикрослоистого) с повышенным содержанием органического вещества ( $C_{орг}$  1—3%); редкие маломощные прослоики сапропелевидного ила, 10 — терригенные бескарбонатные (редко слабоизвестковые) микрослоистые пелитовые, алевроитово-пелитовые илы (реже — мелкоалевритовые), с повышенным содержанием органического вещества ( $C_{орг}$  1—3%), 11 — то же, но с немногочисленными прослоями (мощность около 10 см) прослоями терригенного бескарбонатного однородного ила, 12 — то же, что и 10, но с прослоями терригенных бескарбонатных однородных и сапропелевидных илов, 13 — сапропелевидный, слабосапропелевые и сапропелевые бескарбонатные илы с редкими прослоями бескарбонатного терригенного ила (однородного), 14 — то же, но с частыми прослоями терригенного бескарбонатного (однородного и слабомикрослоистого) ила, 15 — слабосапропелевые, сапропелевые бескарбонатные (очень редко слабоизвестковые) илы (резкомикрослоистые)

#### Нижний голоцен (Н<sub>I</sub>)

1 — континентальные отложения (различные фацисы) в пределах акватории современного Черного моря, 2 — переслаивание прибрежных морских и речных отложений, 3 — алевроитово-песчаные отложения с примесью раковинного детрита и цельных раковин дрейссений, 4 — прослой дрейссениевого ила и прибрежных отложений, 5 — ракушечный ил с преобладанием *Dreissensia polymorpha*, 6 — ракушечный ил с преобладанием *Dreissensia ponto-caspia*, 7 — ракушечный ил с преобладанием *Dreissensia rostriformis* var. *distincta*, 8 — терригенные слабоизвестковые илы (пелитовые и алевроитово-пелитовые ( $CaCO_3$  10—15%,  $C_{орг}$  0,5—1,0%), 9 — терригенные слабоизвестковые полочастые илы (пелитовые, алевроитово-пелитовые) со средними содержаниями органического вещества ( $C_{орг}$  0,5—1,0%, реже — 1—3%), 10 — то же, что и 9, но с примесью гастропод, 11 — то же, что и 9, но с примесью мелкоалевритового ила (прослой мощностью более 5 см), 12 — то же, что и 9, но с прослоями крупного алевроита (мощность более 5 см), 13 — маломощные (менее 5 см) алевроитовые прослои: а — единичные, б — частые

Темпы осадконакопления в Н<sub>I</sub> III наиболее низки в тех районах, где преобладают биогенные карбонатные илы. Они увеличиваются с возрастанием роли терригенного материала, особенно в районах активного накопления переотложенного суспензионными потоками осадочного вещества (Емельянов, Шимкус, 1963)

**Осадкообразование в среднем голоцене (Н<sub>I</sub> II).** Осадки в глубоководной области Черного моря в отличие от верхнеголоценовых существенно менее карбонатны (обычно < 10—15%  $CaCO_3$ ). Основной их особенностью, впервые отмеченной А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1932—1938), является присутствие различной мощности сапропелевых прослоев, скопление которых на отдельных горизонтах приводит к образованию сапропелевидных, слабосапропелевых и сапропелевых илов.

Песчано-алевритовый материал в горизонте Н<sub>I</sub> II распространен почти во всей восточной половине впадины, а также в южной зоне западной ее области. Однако мощность прослоев и, прежде всего, их количество здесь заметно меньше, по сравнению с отложениями Н<sub>I</sub> III. Отличительную черту осадков составляют частые следы их переотложения, характерные для отдельных прослоев, а иногда и горизонта в целом (особенно в районе к югу от Крыма). Переотложение и сползание осадков в древнечерноморское время (Н<sub>I</sub> III) происходило гораздо шире, чем происходит сейчас или происходило в вюрме. Причина этого коренится в большей их текучести в связи с высокими содержаниями органического вещества.

Скорости осадконакопления в Н<sub>I</sub> II минимальны в палеохалистических областях (т. е. в местах распространения биогенных отложений), максимальны — у подножья склона. Темпы осадконакопления в среднем голоцене чаще всего превышали таковые в Н<sub>I</sub> III. Это обусловлено более активным накоплением главным образом терригенного материала вследствие повышения речного стока, вызванного некоторым увлажнением водосбора, о чем можно судить по распределению и составу пылицы (Нейштадт и др., 1965).

Другим фактором, который мог бы существенно влиять на интенсивность терригенной седиментации в глубинной области моря, является предположительно более высокое положение уровня моря. По мнению П. В. Федорова (1963) об этом свидетельствует новочерноморская терраса, образовавшаяся примерно 6—7 тыс. лет назад. Можно полагать, что быстрый подъем уровня Черного моря в Н<sub>I</sub> II в большой мере обеспечил приток средиземноморских вод, начавшийся примерно 8—9 тыс. лет. (Виноградов, 1962.).

Таким образом, наиболее вероятно, что осадконакопление в Н<sub>I</sub> II протекало в условиях теплого влажного климата при высоком положении уровня моря и более интенсивном, чем в Н<sub>I</sub> II водообмене с Средиземным морем. Определенная периодичность в его накоплении контролировалась, по всей вероятности, соответствующими климатическими колеба-

#### Верхний вюрм (W<sub>II</sub>)

1 — верхневюрмские континентальные отложения в пределах акватории современного Черного моря (различные фацисы), 2 — прослой прибрежных морских и речных отложений, 3 — прибрежные грубозернистые отложения с раковинным детритом, подстилаемые верхневюрмскими континентальными образованиями, 4 — прослой ракушечного ила и грубозернистых прибрежных осадков, подстилаемый верхневюрмскими континентальными образованиями, 5 — мелководные ракушечные илы (пелитовые, алевроитово-пелитовые, мелкоалевритовые) с редкими прослоями песчано-гравийно-галечного материала и ракушечного детрита, 6 — терригенные бескарбонатные и слабокарбонатные (редко карбонатные) глубоководные илы, в верхней части разреза (средневноевксинский горизонт) обогащенные гидротронитом (неправильные прослои различной мощности, линзы, включения), 7 — то же, но с прослоями терригенного розовато-коричневого ила, 8 — то же, что и 6, но с прослоями песчано-алевритовых отложений мощностью более 5 см, 9 — то же, что и 7, но с прослоями песчано-алевритового материала мощностью более 5 см, 10 — маломощные (менее 5 см) песчано-алевритовые прослои: а — единичные, б — частые (знак используется в сочетании с другими знаками)

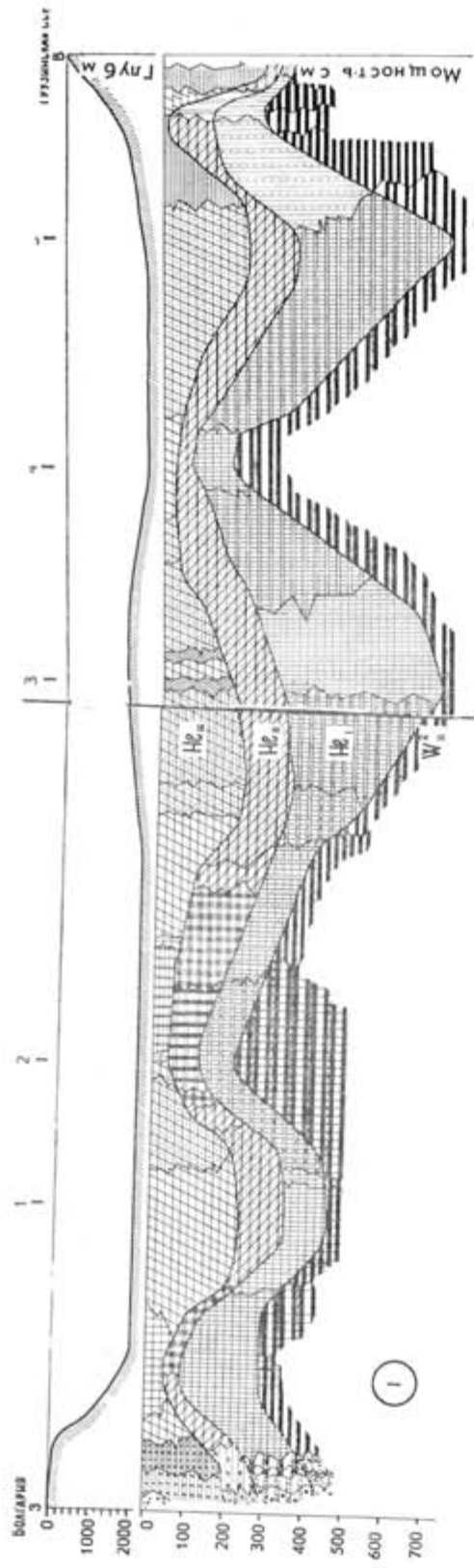


Рис. 3. Фациально-стратиграфический разрез (I) Болгария—Грузинская ССР

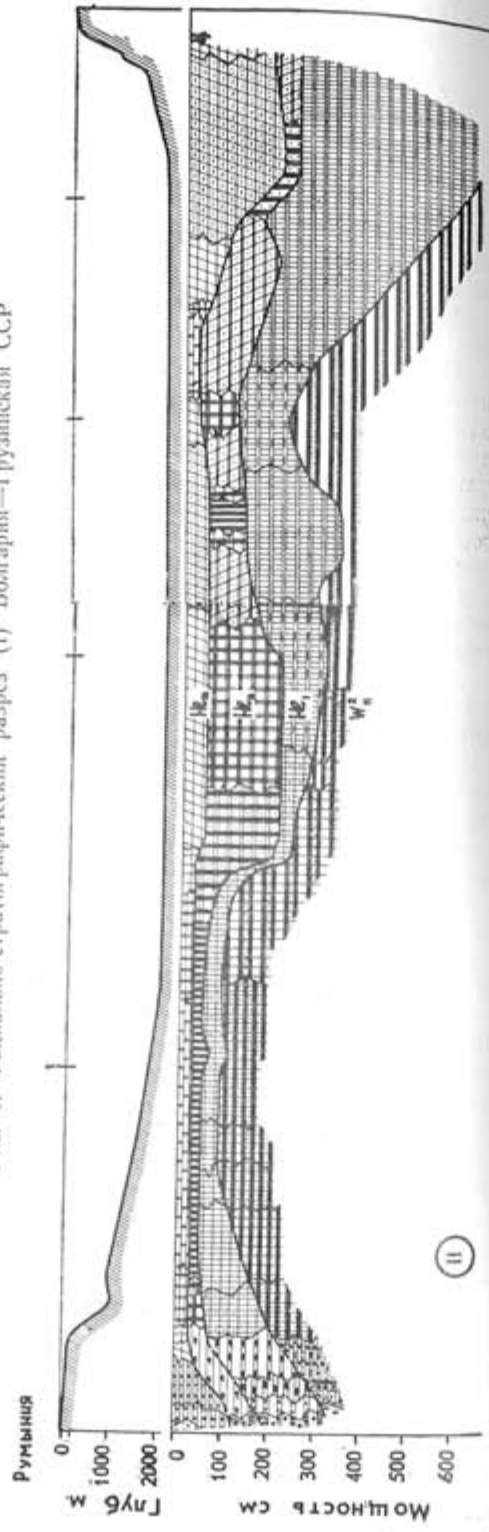


Рис. 4. Фациально-стратиграфический разрез (II) Румыния—Гудаута

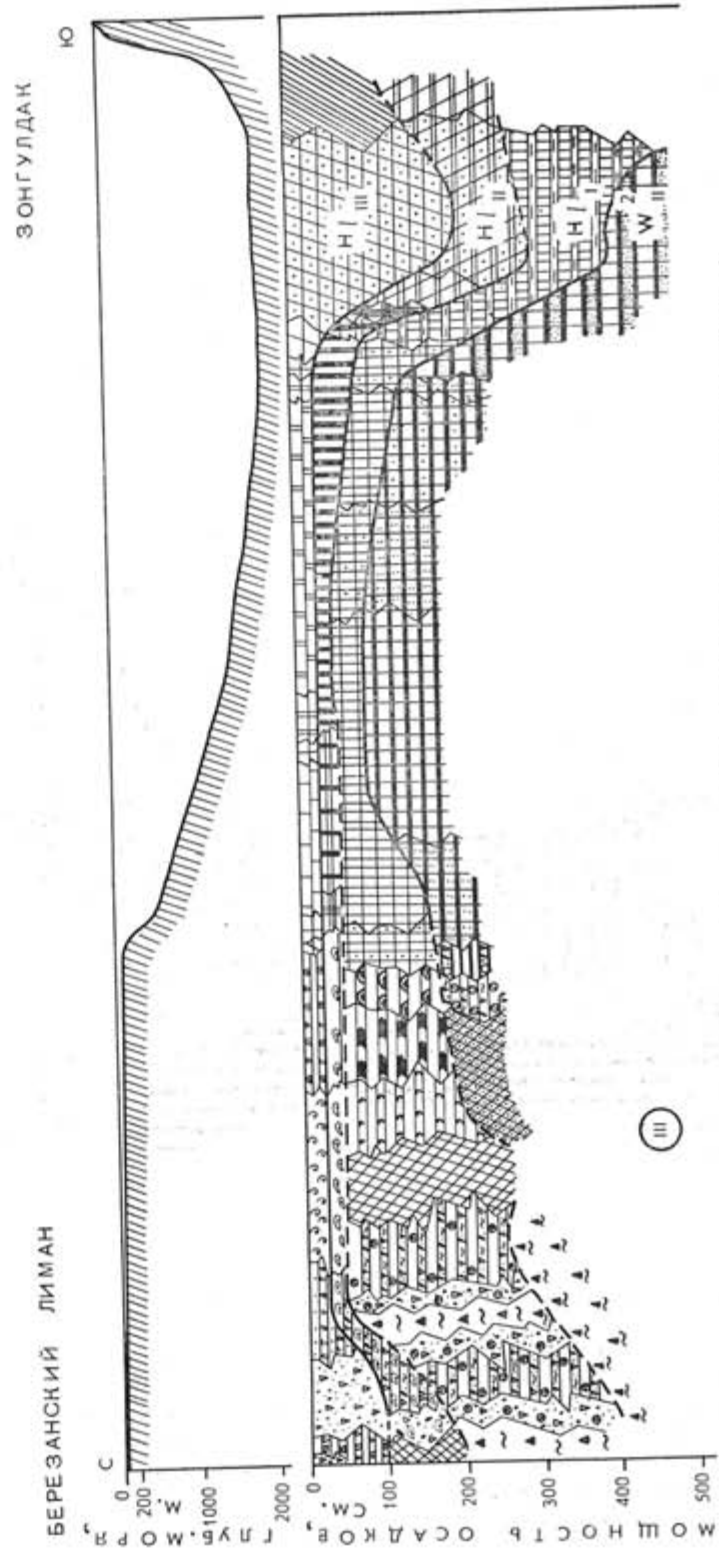


Рис. 5. Фациально-стратиграфический разрез (III) Березанский залив—Зонгулдук (Турция)



ниями. Текстура древнечерноморских осадков свидетельствует о том, что в среднем голоцене в Черноморской области были характерны тысячелетние, вековые и годовичные изменения температуры и влажности климата. Биогенные осадки, очевидно, накопились в условиях теплого влажного климата, а терригенные — при более прохладном и гумидном климате.

**Осадкообразование в нижнем голоцене (Н1 I).** Горизонт состоит из прослой терригенных бескарбонатных и слабоизвестковых пелитовых и алевроитово-пелитовых илов. Содержания органического вещества в них заметно ниже, чем в более молодых отложениях ( $C_{орг}$  0,5—1,0%, реже — 1,2—1,3%, весьма редко до 2,04%,  $CaCO_3$  до 15%, реже — до 30%). Осадки на подавляющей площади глубоководной впадины содержат прослойки песчано-алевритового материала. В горизонте Н1 I точно также, как и в более молодых горизонтах, характерна заметная разница в карбонатности осадков, содержаниях органического вещества и песчано-алевритового материала между западной и восточной частями впадины. По вещественному и гранулометрическому составу и генезису отложения Н1 I существенно отличаются от вышележащих осадков: в них сов-

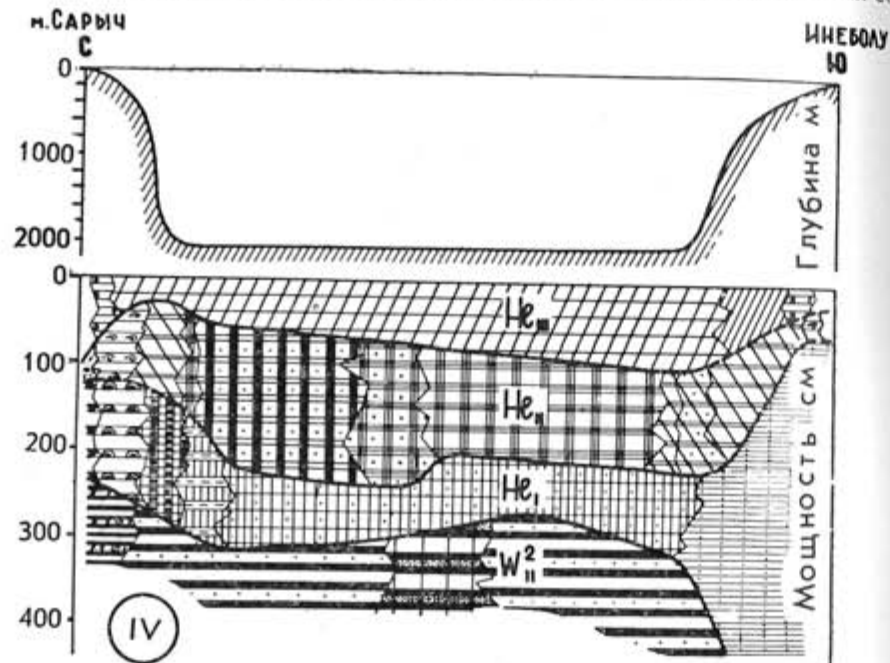


Рис. 6. Фацально-стратиграфический разрез м. Сарыч (Крым) — Инеболу (Турция)

сем отсутствуют биогенные илы, примесь песчано-алевритового материала и темпы осадконакопления более высоки.

Отмеченные особенности есть следствие своеобразия палеогеографической обстановки в нижнем голоцене. Споро-пыльцевые спектры (Книд, 1963; Нейштадт и др; Хотинский и др., 1966) показывают, что климат в области водосбора был перигляциального типа, т. е. довольно прохладный и с признаками аридности. Холодный климат predetermined резкое преобладание механического выветривания на водосборе и слабое поступление питательных солей, что тормозило развитие фитоплан-

ктона в Черноморском бассейне и обусловило низкие содержания органического вещества в осадках. Уровень моря, судя по распространению на шельфе Не осадков, описанных А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым и Н. М. Страховым, был ниже современного на 20—30 м. Примерно такие же величины получаются для этого отрезка времени, если обратиться к кривой изменения уровня Мирового океана, построенной Шепардом (Shepard, 1963). При более низком, чем сейчас, уровне моря стало возможным интенсивное накопление крупнозернистого терригенного материала в глубоководной области впадины. В результате темпы нижнеголоценового осадконакопления на большей площади моря оказались выше, чем в последующие этапы, когда водосбор увлажнялся гораздо сильнее.

**Осадкообразование в позднеледниковое время (поздний вюрм  $W^2$  II).** Горизонт сложен в основном терригенными слабоизвестковыми илами, часть которых обогащена гидротроилитом. Содержания  $CaCO_3$  в них довольно изменчивы, но они не превышают 37%. Песчано-алевритовый материал в позднеледниковом горизонте почти полностью отсутствуют в палеохалистатических областях и широко распространен за их пределами. Мощности отложений  $W^2$  II минимальные также в палеохалистатических областях. Здесь илы почти сплошь пропитаны гидротроилитом. С удалением от халистаз, мощности возрастают и наблюдается переслаивание

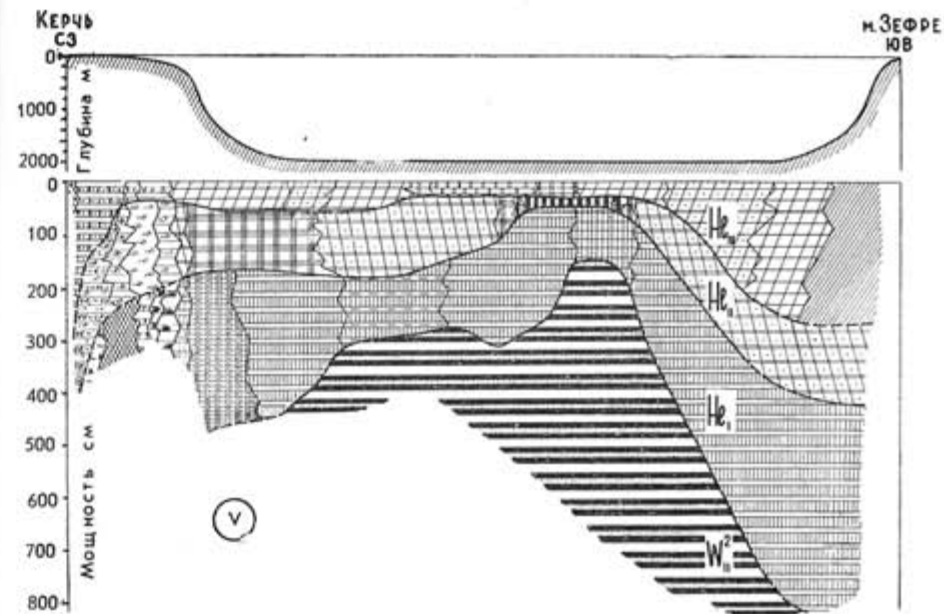


Рис. 7. Фацально-стратиграфический разрез Керчь—м. Зефре (Турция)

гидротроилитовых илов с осадками, содержащими малую примесь гидротроилита либо лишенных ее вообще. По всей вероятности, относительное обогащение некоторых прослоев позднеледниковых осадков органическим веществом связано с более активным поступлением гумуса и растительного детрита в Черное море в межстадиалы. Уровень моря в позднеледниковое время, очевидно, был ниже современного примерно на 40—50 м.

**Осадкообразование в ледниковое время** (главный вюрм). Горизонт в большей своей части сложен терригенными бескарбонатными илами (4,3—9,71%  $\text{CaCO}_3$ ), характеризующимися небольшими содержаниями органического вещества (0,25—0,82%  $\text{C}_{\text{орг}}$ , редко-несколько выше 1%). В горизонте довольно широко распространены прослойки песчано-алевритового материала. Их количество особенно большое в восточной области впадины. Если в западной области чаще встречаются маломощные (менее 5 см) прослойки мелкого и крупного алеврита и редко — песка, то в восточной мощность прослоев, как правило, выше 5 см и местами превышает 1 м. Большое распространение песчано-алевритового материала в раннепалеогеновском горизонте — наиболее характерная черта его состава (Емельянов, Шимкус, 1963).

Спорово-пыльцевые спектры указывают на холодный полуаридный климат в это время на водосборе. Климатическая обстановка в ледниковое время способствовала развитию главным образом механического выветривания и подготовке огромных масс рыхлого крупнозернистого материала на водосборе. Прослойки крупнозернистого материала в абиссальной области чаще всего сложены речными выносами, поступившими из Кавказской и других областей водосбора. Текстура прослоев указывает на то, что их аккумуляция осуществлялась суспензионными потоками. Их образование, несомненно, связано с понижением (примерно на 100-110 м) уровнем моря.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д., СТРАХОВ Н. М. Геологическое строение Черного моря. Б. МОИП, т. X, № 1, 1932.
- АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д., СТРАХОВ Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1938.
- ВИНОГРАДОВ А. П., ГРИНЕНКО В. А., УСТИНОВ В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море. «Геохимия», № 10, 1962.
- ВИНОГРАДОВ А. П., ДЕВИРЦ А. Л., ДОБКИНА Э. И., МАРКОВА Н. Г. Данные радиоуглеродной лаборатории института геохимии и аналитической химии им. П. И. Вернадского АН СССР. Сообщ. 4 в сб. «Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная геохронология», Изд-во «Наука», 1966.
- ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М., ШИМКУС К. М. К вопросу об изучении изменчивости глубоководных осадков Черного моря. «Океанология», т. II, вып. 6, 1962.
- ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М., ШИМКУС К. М. Новые данные о глубоководных новопалеогеновых отложениях Черного моря. «Океанология», т. III, вып. 3, 1963.
- КИНД Н. В. Абсолютная хронология последней ледниковой эпохи и возраст палеолита Европы. В сб. «Абсолютная геохронология четвертичного периода». Изд-во АН СССР, 1963.
- НЕВЕССКАЯ Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря их систематика и экология. Тр. Палеонтологического Института АН. Изд-во «Наука», т. 105, 1965.
- НЕВЕССКИЙ Е. И. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. Изд-во «Наука», 1967.
- НЕЙШТАДТ Т. И., ХОТНИНСКИЙ Н. А., ДЕВИРЦ А. Я., МАРКОВА Н. Г. Имнатское болото. В сб. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена в голоцене по данным радиоуглеродного метода». Изд-во «Наука», 1965.
- СТРАХОВ Н. М. О новых чертах диагенеза черноморских отложений. «Литология и полезные ископаемые», № 1, 1963.
- СТРАХОВ Н. М. Осадкообразование в Черном море. В сб. «Образование осадков в современных водоемах». Изд-во АН СССР, М., 1954.

ФЕДОРОВ П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы литологической истории Черного моря. Изд-во АН, М., 1963.

ХОТНИНСКИЙ Н. А., ДЕВИРЦ А. Л., МАРКОВА И. Г. Некоторые черты палеогеографии и абсолютной хронологии позднеледникового времени центральных районов Русской равнины. В сб. «Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная геохронология». Изд-во Наука, М., 1966.

ШИМКУС К. М., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М., ТРИМОНИС Э. С. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря. В кн. «Геологическое строение Черноморской впадины». Изд-во «Наука», М., 1974.

ROSS D. A., DEGENS E. T., MacILVANE J., HEDBERG R. M. Recent Sediments of the Black Sea. *Oceanus*, vol. XV, № 4, 1970.

SHEPARD F. P. Thirty-five thousand years of sea level. Essays in marine geology in honor of K. O. Emery. Los Angeles, 1963.

Поступило: 26.9.1972

### SOME FEATURES OF PALEOGEOGRAPHY AND DEEP SEA SEDIMENTATION IN THE BLACK SEA DURING THE LATE-QUATERNARY

by

K. M. SIMKUS and E. M. EMELIANOV

#### SUMMARY

During the last years there were taken in the Black Sea 60 deep sea bottom cores (from 3 m to 13 m length) which underlied detailed examination by lithological methods and were dated by  $\text{C}^{14}$ . The investigation results are discussed in this paper. The examined sequences of the Black Sea sediments have been formed beginning from of the Main Würm stage. On the base of pollen stratigraphy, lithological data and radiocarbon datings it was possible to subdivide the examined strata into following stratigraphical horizons: Late-, Middle- and Early Holocene, late-Glacial and Glacial (Main Würm). Problems of deep sea sedimentation rates, the evolution of sedimentological environment as well as some new aspects of reinterpretation of the paleogeographical events during the late-Quaternary in the Black Sea basin are discussed in detail.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАЗВИТИИ ШЕЛЬФА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО РАЙОНА ЧЕРНОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Г. И. ИВАНОВ, Л. В. ИЩЕНКО, Одесса.

Геолого-геоморфологические и литологические исследования шельфовой зоны до глубин 25/30 м, в северо-западном районе Черного моря ведутся Проблемной лабораторией инженерной геологии Одесского университета с 1963 года.

Особенно важным в исследованиях последних лет было широкое использование бурения, геолокации и других современных методов изучения морского дна.

В пределах исследуемой акватории, верхняя часть шельфа покрыта густой сетью станций отбора проб донных грунтов, общим количеством до 1500 станций. Выполнено в море более 200 скважин вибропоршневого и механического бурения, обследовано аквалангистами морское дно на площади около 10 км<sup>2</sup>. Кроме того, осуществлена маршрутная геологическая съемка по побережью моря, лиманов и овражно-балочной сети общей протяженностью до 500 км. Во время экспедиционных работ проводились промеры и эхолотирование, а с 1966 г. — геолокационное изучение морского дна.

Анализ фактического материала морских исследований ЛИГ показал, что имеется настоятельная потребность в обобщении обширных данных по геологическому строению и геоморфологии прибрежной суши, накопленных в различных проектных и геологических организациях. В связи с этим в 1969—1970 гг. были проанализированы материалы бурения на суше и море более, чем на 700 скважинах различных организаций.

Критический анализ имеющихся геологических и геоморфологических фондовых и литературных материалов по суше вызван тем обстоятельством, что при их составлении не учитывались особенности строения морского дна. Это приводило, в ряде случаев, к ошибочным выводам.

Накопленные данные, после лабораторной обработки и обобщения послужили основой для построения различных картосхем, отражающих характер исторического развития шельфовой зоны северо-западного района Черного моря в голоцене.

В работах А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), Е.Н. Невесского (1967) высказывались предположения о том, что шельф северо-западного района Черного моря представлял собой в прошлом низменную сушу. Эти предположения целиком подтверждались в результате наших исследований.

Геологическое строение морского дна, вскрытое многими скважинами, характеризуется широким распространением континентальных обра-



зований, представленных лессовидными суглинками, супесями и песчано-галечными отложениями речных террас. Следует отметить, что из общего числа скважин, почти 80% — вскрыли континентальные образования. Эти отложения перекрываются морскими осадками незначительной мощности от 0,5—3,0 м, до 5 и более метров на участках древних долин и в полосе прибрежной аккумуляции. Сопоставление геолого-геоморфологических материалов морского дна с данными по строению прибрежной суши позволило рассматривать исследуемый район в целом, как единую геолого-геоморфологическую провинцию с общими чертами развития. Главным методическим принципом построения карт и геологических разрезов явилось представление о единстве и неразрывности геологического и геоморфологического строения морского дна и прилегающей суши, об их генетическом единстве для шельфа северо-западного района Черного моря. При таком подходе к анализу материала нельзя не учитывать некоторых объективных трудностей. Это — недостаточная разработанность стратиграфических схем, как для континентальных, так и для морских отложений, нерешенность вопросов синхронизации их, специфичность объекта исследования.

Обобщение всех выше указанных материалов выявило сложную геоморфологическую структуру прибрежной суши и морского дна. Указанное иллюстрируется на прилагаемых геологических разрезах, фрагментах геоморфологической и литологической картосхем из участков северо-западного района Черного моря, на которых показано геологическое строение прибрежной части суши и морского дна, геоморфологическая принадлежность отдельных форм рельефа, литологический состав донных отложений.

Как видно на геологических разрезах вдоль побережья исследуемого района, в строении берега принимают участие разновозрастные отложения от лессов и лессовидных суглинков четвертичного возраста до отложений неогена-известняков понта и глин мэотиса.

Геологические разрезы вдоль тела пересыпи устанавливают переуглубленные древние долины рек с глубиной вреза до 45—50 м., выполненные комплексом разновозрастных четвертичных террас, которые вложены в размытые аллювиальные отложения верхнего плиоцена, либо эродированные отложения понта и мэотиса (рис. 1, а).

Собственно тело пересыпи сложено песчано-ракушечным материалом, мощностью 7—10 м. и толщей лиманно-лагунных илистых отложений, мощностью от 2 до 24 м. Лиманно-лагунные илы и пески датируются от новозвксинского до современного возраста. В основании пересыпи залегают разновозрастные аллювиальные пески и суглинки континентального генезиса (рис. 1, а).

Как видно на картосхеме (рис. 2), поверхность шельфа в геоморфологическом плане неоднородна. Обширные ее площади заняты разновозрастными террасами, водораздельными пространствами, которые на протяжении длительного времени оставались сушей. На карте выделены погребенные палеодолины и их склоны. Террасы и водоразделы в современном рельефе морского дна составляют преимущественно положительные формы. Отрицательные же формы — желоба и котловины представляют собой в основном молодые русла рек. Расположение разновозрастных террас характеризует развитие древней гидрографической сети. Зафиксированные в современном рельефе морского дна они подчеркивают направленность процесса формирования суши в этапы предшествовавшие голоценовой трансгрессии моря. Как видно происходили существенные и неоднократные изменения речной сети, размежевание отдельных речных бассейнов, что создало в конечном счете сильно расчле-

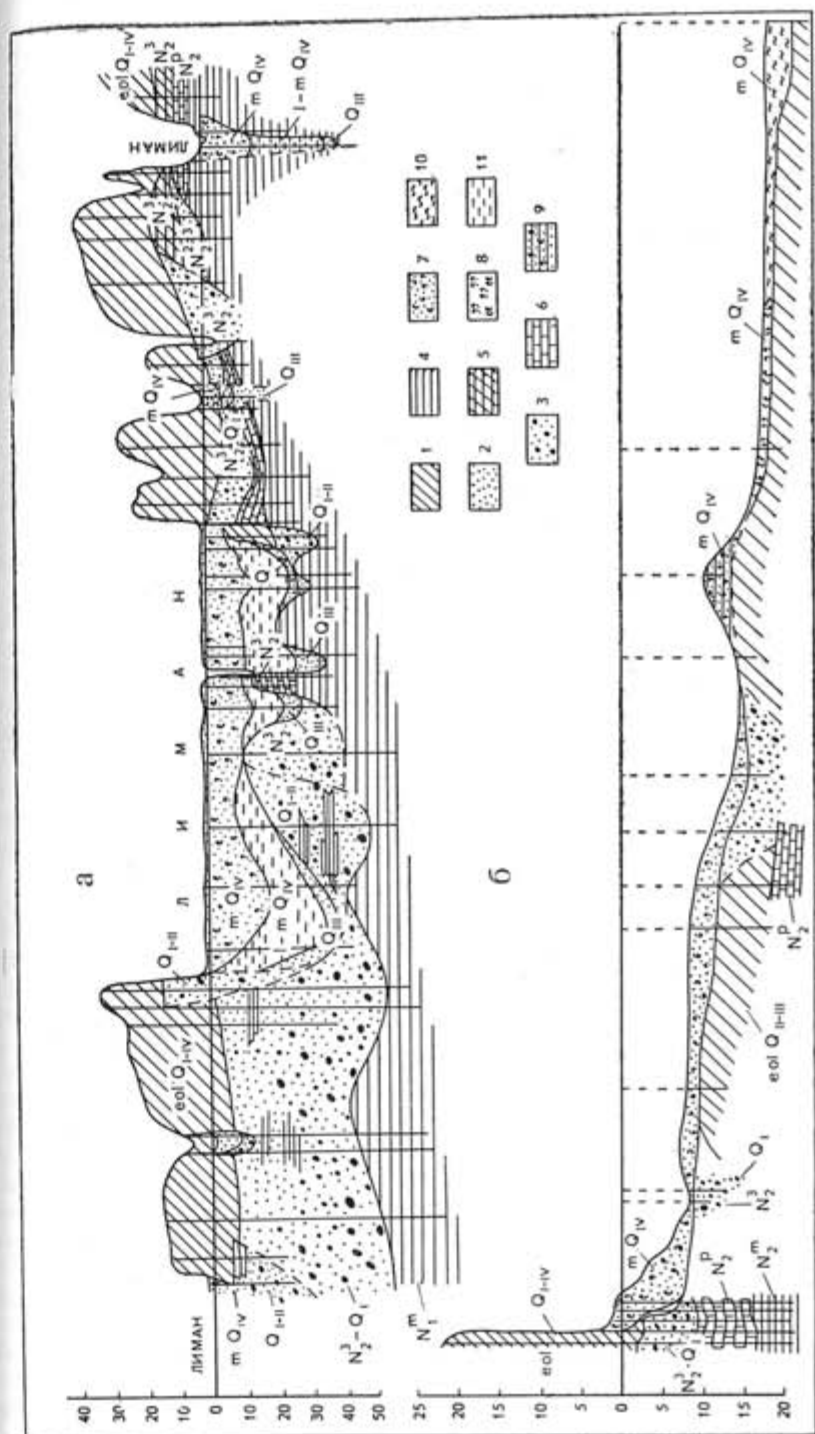


Рис. 1. Геологические разрезы одного из участков северо-западного района Черного моря; а) вдольбереговой, б) поперечный. (расположение см. рис. 3)

Условные обозначения:  
 1 — Лессовидные суглинки, лессы. 2 — Песок кварцевый с галькой кремнистых пород, песчанка и известняка. 4 — Глина. 5 — Красно-бурые глины. 6 — Известняк биогенный. 7 — Песок кварцевый разномерный с детритом и ракушей. 8 — Биогенно-терригенные отложения. 9 — Литифицированные биогенно-терригенные отложения. 10 — Ил алевролитовый, морской. 11 — Ил алевролитовый, пелито-алевролитовый с ракушей, лиманно-морской.

ненный рельеф поверхности шельфа. Этапы послеледниковой трансгрессии моря и формирование верхней части шельфа показаны на карте положением древних береговых линий и соответственных форм от новоэвксинского до современного возраста. Положение береговых линий показано на конец каждой стадии развития бассейна. Формы рельефа, созданные морем, представлены комплексами аккумулятивных генераций (косы, пересыпи и т. д.). В расположении этих форм на морском дне отмечается определенная закономерность: приуроченность однообразных форм к определенным глубинам; их прослеживание на значительных расстояниях, т. е. наблюдается их линейное расположение; приуроченность форм к определенным элементам континентального рельефа. Возраст реликтовых форм и лиманно-лагунной аккумуляции определялся по характеру фаунистических комплексов, выделенных Л. А. Невесской (1963). При этом разрезы Е. Н. Невесского (1967) Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой — (1962) принимались, как опорные. Анализ распределения фаунистически охарактеризованных горизонтов донных отложений по глубинам залегания в скважинах морского бурения позволил наметить гипсометрические уровни их распространения, которые и принимались за основу при проведении береговых линий.

Конфигурация береговых линий показывает, что в начальные стадии — развитие трансгрессии носило ярко выраженный ингрессионный характер. Это подчеркивается глубоким плановым расчленением береговой линии новоэвксинского возраста. Этому же периоду отвечало широкое развитие глубоко врезанных в сушу лиманов и лагун. Большое значение при этом имело и образование морских аккумулятивных форм, расположение которых показывает, что в процессе дальнейшей трансгрессии, степень расчлененности береговой зоны постепенно уменьшается, намечается тенденция к ее общему выравниванию. По нашим представлениям современное морское дно является полигенетической поверхностью, в основе которой лежит континентальная равнина, частично переработанная морем в процессе трансгрессии и усложненная различными формами морского происхождения. На геологическом разрезе по нормали к береговой линии показано, что морские отложения лишь тонким чехлом перекрывают континентальные образования. (рис. 1, б). Глубокие скважины пройдя толщу морских осадков вошли в аллювиальные пески и на глубине 9 м. от поверхности дна вскрыли цоколь террасы, представленный понтическим известняком. Геологическое строение морского дна, вскрытое многочисленными разрезами, как правило, идентично строению берега. Но на некоторых участках дна широкое развитие приобретают морские аккумулятивные формы. На разрезе мы видим одну из них. Эта банка сложена литифицированным песчано-ракушечным материалом, а в основании ее, судя по скважинам, оконтуривающим банку, залегают континентальные суглинки.

Анализ глубин залегания континентальных образований рисует сложную картину первоначально расчлененной субэвксинской поверхности.

На фрагменте геоморфологической картосхемы, показаны общие морфологические элементы, которыми являются комплексы континентальных форм, как древних, так и более молодых — (долины рек, террасы, водоразделы), а на морском дне кроме того, разновозрастные образования морского генезиса (косы, пересыпи, бары, лагуны, бенч), вскрытые скважинами морского бурения. Континентальные формы на дне и на суше показаны единными условными знаками. Границы выделенных форм на дне устанавливались по топографическому рельефу кон-

тинентальной поверхности погребенной под морскими отложениями и палеорельефу прилегающей суши.

Учитывая недостаточность фактического материала для интерпретации отдельных форм рельефа морского дна, в особенности погребенных элементов континентального генезиса, экстрополяционный характер проведения границ, представленный фрагмент геоморфологической карты в определенной степени является схематичным и требует дальнейших уточнений.

На литологической картосхеме отражена только литология поверхностных отложений на глубину не более 0,2—0,3 м. (рис. 3). Такая карта при всех ее очевидных недостатках, тем не менее, позволяет уловить некоторые закономерности в распределении компонентов осадка, а кроме того, в значительной степени помогает при реконструировании погребенного рельефа. Литологические группы пород выделены по данным изучения гранулометрических свойств и минералогического состава отложений. При этом выделены крупные обобщенные группы. В каждой из групп имеются переходные разновидности, но в целом группы достаточно индивидуальны. Выделенные группы имеют зональное расположение и пространственную обособленность, и, кроме того, тесным образом связаны с формами рельефа.

Обобщения представленных карт и разрезов позволяет сделать ряд выводов, которые сводятся к следующему.

Мощность современных морских отложений в прибрежной зоне шельфа (до 30-ти метровых глубин) северо-западного района Черного моря незначительна и измеряется от долей метра до 1—3 м. Лишь на участках развития форм древних лагуно-аккумулятивных генераций, современных аккумулятивных призм в прибрежье и в древних погруженных долинах, морские осадки достигают мощности от 5 и более м.

Почти повсеместно под чехлом морских отложений вскрыты либо коренные отложения неогена (понт, мэотис), либо субэвксинские отложения верхнеплиоценового-четвертичного возраста, представленные лессовидными суглинками, супесями, аллювиальными песками террас.

Бурение, вскрывшее толщу морских отложений, позволило уточнить положение погребенного древнего субэвксинского рельефа, отдельных форм и свидетельствует о его незначительной переработке. Устанавливается, что погребенный рельеф отражается почти без искажения батиметрией, за исключением таких наложенных форм как Шаганская, Днестровская банки и др.

Предварительное изучение фаунистических комплексов морских отложений и их литология позволяет охарактеризовать и выделить новоэвксинские и древнечерноморские осадки. Новоэвксинские отложения, как правило, распространяются от 17—20 метров относительно современного уровня моря и глубже; фациальный состав отложений определяется характером погребенного рельефа, в депрессиях осадки представлены илами, а в реликтовых аккумулятивных формах — песчано-ракушечными отложениями. Бугазские выше 13—17 м., витязевские — 10—13 м., каламитские — 7—10 м. В прибрежной полосе от уреза до глубины 7—8 м. преимущественно развиты современные морские осадки, непосредственно перекрывающие отложения бенча. Ниже этих глубин на большей части морской акватории они перекрывают тонким чехлом более древние морские образования. Распространение разновозрастных морских осадков определяется положениями соответствующих береговых линий на карте (рис. 2).

Сопоставление геологического строения прилегающей суши с результатами наших исследований морского дна свидетельствует о нали-



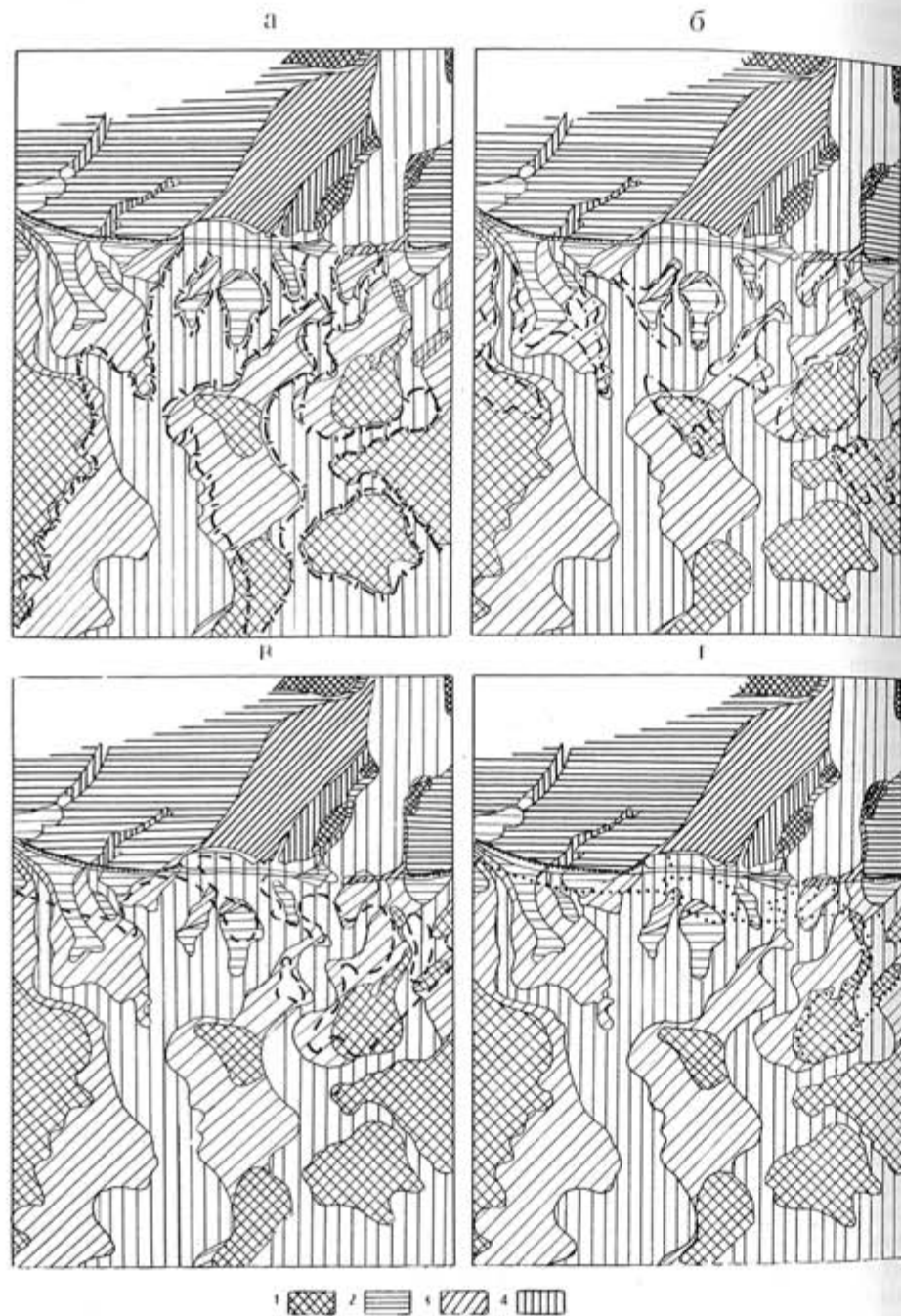


Рис. 2. Фрагмент геоморфологической картосхемы (с элементами палеогеографии)  
Условные обозначения:

1 — Последоплиоценовое плато (водоразделы). 2 — Верхнеплейстоценовые речные террасы. 3 — Древнечетвертичные речные террасы. 4 — Средне- и верхнечетвертичные речные террасы. а — Положение береговой линии в конце новозевксинского времени. б — Положение береговой линии в конце бузгского времени. в — Положение береговой линии в конце витязевского времени. г — Положение береговой линии в конце каламитского времени.

ни общих черт строения; устанавливается единство структурного плана, литологического состава, геоморфологической принадлежности опущенной и затопленной морем континентальной поверхности. Материалы бурения показывают, что затопленная континентальная поверхность имела сильно расчлененный рельеф. Анализ фактического материала позволяет уточнить существующие представления исторического развития рельефа северо-западного района Черного моря в четвертичное время, по крайней мере в его прибрежной зоне. Так ни в одном из пунктов, где глубина бурения достигала более 10 м. не были вскрыты морские осадки древнее новозевксинских. Следовательно, если более древние морские отложения (древнеэвксин-карангат) здесь и формировались, то они, возможно, перекрыты толщей более молодых континентальных осадков, но никогда не достигали современной границы береговой линии на всем ее протяжении. Континентальная поверхность представляет собой сильно расчлененную в плане сушу. Возможно, что и в эпохи древнеэвксин-карангат характер поверхности суши был идентичным, и в этапы трансгрессий этого времени развитие морских и лиманно-лагунных осадков осуществлялось только в долинах Палео-рек, где формировались глубоко врезаемые в сушу лиманы и на участках морских заливов типа Каркинитского — приуроченных к тектоническим прогибам суши. В процессе регрессий, отложения древнеэвксин-карангатского возраста, повидимому, интенсивно размывались и сохранились лишь отдельными островами.

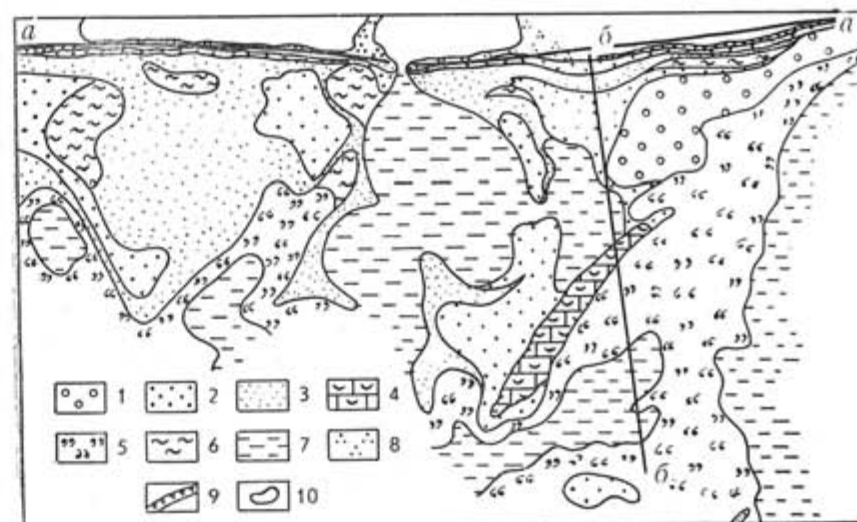


Рис. 3. Фрагмент геолого-литологической картосхемы (поверхностных донных отложений)  
Условные обозначения

1 — Песок кварцевый, крупнозернистый с кремнистой галькой и ракушей. 2 — Песок кварцевый среднезернистый с кремнистой галькой и ракушей. 3 — Песок кварцевый мелкозернистый с детритом и ракушей. 4 — Литифицированные биогенно-терригенные отложения. 5 — Детрито-раковинные отложения с илом. 6 — Илы крупно- и мелкоалевритовые. 7 — Илы алевропелитовые, пелитовые. 8 — Аккумулятивные участки берега. 9 — Абразионные участки берега. 10 — Границы литологических типов осадков.

В геоморфологическом плане современное морское дно является полигенетической поверхностью, в основе которой лежит континентальная равнина, частично переработанная морем в процессе трансгрессии и усложненная формами морского происхождения. Общий характер распределения геоморфологических элементов имеет определенную законо-



## NEW DATA OF THE SHELF DEVELOPMENT IN THE NORTH-WESTERN REGION OF THE BLACK SEA IN HOLOCENE

by

G. I. IVANOV, L. V. ISCHENKO

### SUMMARY

According to the authors determination the North-Western region of the Black Sea and the adjoining part of the land from structural and genetical point of view and the character of its development is a geologic-geomorphological province as a whole.

The recent shelf is an ancient continental surface partially worked up by the sea in result of holocene transgression and buried under the thin cover of sea sediments.

The character of the holocene transgression is illustrated by contour map in which the shore-lines of different age are shown.

Geological sections and the fragments of maps are applied.

мерность и преемственность и иллюстрирует направленность развития морфологии суши и шельфа северо-западного района Черного моря.

Континентальный палеорельеф является скульптурным скелетом для разновозрастных форм морского генезиса.

Конфигурация древних береговых линий в плане, показывает, что в начальные стадии — развитие трансгрессии носило ярко выраженный характер. Береговая линия глубоко расчленена, развиваются глубоко врезанные в сушу лиманы и лагуны. В процессе дальнейшего развития трансгрессии, степень расчлененности береговых линий уменьшается, намечается тенденция к ее общему выравниванию.

Геологическое строение и геоморфология прибрежной суши и верхней части шельфа определяются особенностями тектонического строения и развития этой области. По данным геофизической и геологической съемок, тектоническая структура северо-западного Причерноморья характеризуется системой крупных поднятий и прогибов субширотного простирания, которые, в свою очередь, расчленены крупными региональными разломами с дифференцированным движением отдельных блоков. Эти движения нашли отражение в геологическом строении всей осадочной толщи, включая и верхние ее этажи, вплоть до отложений четвертичного возраста. В верхних этажах осадочной толщи эти движения проявились в виде мелкой пликативной складчатости при ширине отдельных элементов в несколько километров и амплитуде до 5—10 м., флексурных складок, с амплитудой до 25—30 м. и крупных складок прогибов и поднятий с шириной до нескольких десятков километров и амплитудой от 100 и более метров. С пликативной складчатостью связаны общие черты рельефа поверхности суши и морского дна, (овражно-балочная система, извилистость береговой линии, элементы долин рек и лиманов); к флексурным складкам, приуроченным, по-видимому, к нарушениям дизъюнктивного типа, тяготеют общие направления долин, уступы террас и положения береговой линии на отдельных участках значительной протяженностью. С крупными синклинальными складками прогиба связано формирование морских заливов типа Каркинитского, Придунайских лиманов и дельты р. Дунай. С развитием же этих прогибов тесно связана история формирования дельтовых частей Днепра, Днестра.

Таким образом, характер тектонического развития, общее геологическое строение осадочных толщ в прибрежной части суши и морской акватории, рельеф суши и морского дна, генезис геоморфологических форм, показывает, что континентальная поверхность, вскрытая бурением в верхней части шельфа представляет собой не абразионную ступень на большей части, а опущенную и затопленную морем поверхность, сложенную разновозрастными комплексами речных террас и водораздельных пространств, перекрытых морскими голоценовыми отложениями малой мощности.

### ЛИТЕРАТУРА

- АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д., СТРАХОВ Н. М.: 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, Л.
- НЕВЕССКАЯ Л. А.: 1963. Определитель двустворчатых моллюсков морских отложений Черноморского бассейна. Изд-во АН СССР, М.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. Изд-во «Наука», М.
- ТАГЕЕВА Н. В., ТИХОМИРОВА М. М.: 1962. Гидрогеохимия донных осадков Черного моря (северо-западная часть). Изд-во АН СССР, М.

Поступило: 27.10.1972

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Ю. П. ХРУСТАЛЕВ, Ростов

Систематические морские геологические работы, выполненные в Ростовском Госуниверситете в течение 1960—1966 гг., позволили выделить основные этапы позднечетвертичной истории развития Азовского моря. Собранные колонки донных отложений максимальной длины до 6 м в количестве более 150 подверглись комплексным литологическим и палеонтологическим исследованиям, позволили с значительной полнотой стратифицировать и датировать отдельные горизонты морских осадков. Автор пользуется случаем еще раз выразить благодарность Л. А. Невеской, Л. Б. Ильиной, В. А. Вронскому за выполненные определения фауны и произведенные споро-пыльцевые анализы. В результате на акватории Азовского моря были обнаружены карангатские морские отложения, континентальные лессовидные породы, новоэвксинские, древнеазовские, фанагорийские и новоазовские осадки.

Карангатские отложения вскрыты 8 колонками преимущественно в районе косы Обиточная. Они представлены песчано-алевритовыми глинами, мелкозернистыми алевритами и ракушниками. Глины и алевриты имеют светло-серую, светло-желтую с буроватым оттенком окраску; плотные, карбонатные, плохо- и среднесортированные с обломками раковин пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. Ракушники расположены в прибрежной зоне карангатского моря узкой полосой от 2 до 5 км и представлены рыхлыми пористыми отложениями, сложенными крупными и мелкими створками раковин и детритом с алевро-пелитовым и известковистым цементом. Карангатские осадки содержат раковины двустворчатых моллюсков: *Yrus irus* (L.), *Corbulla gibba* (Oe), *Myseea bidentata* (Mont.), *Ostrea edulis* L., *Gastrana fragilis* L., *Lorripes lacteus* (L.), *Cardium edule* (L.), *Abra ovata* (Phil.), *Mytilaster lineatus* (Gm. in L.) *Paphia senescens* (Coc.), *Solen vagina* L., *Chione gallina corrugatula* (Siem.), *Chlamys glabra* (L.).

Среди брюхоногих моллюсков встречаются: *Hydrobia ventrosa* (Mtg.), *Bittium reticulatum* (Costa), *Rissoa membranacea* (Adams), *Rissoa parva* (Costa), *Gibbula maga albida* (Gm.), *Cyclope westerlandi brusinai* (Mill.), *Tricolia pulla* (L.), *Cerithium vulgatum* Brug., *Retusa truncatula* (Brug.), *Chrysallida interstincta* (Mtg.).

Характерной особенностью карангатских отложений северо-западной части моря является незначительная мощность до 1,5 м. Граница с вышележащими древнеазовскими морскими осадками довольно четкая и фиксируется как по изменению литологического состава, так и по фаунистическим комплексам.

В основании разреза голоценовых отложений на дне Азовского моря залегают лессовидные породы элювиально-делювиального происхождения, относящиеся к верхнему плейстоцену. Эти терригенные образования характеризуются типично лессовидным обликом, палево-бурой окраской, хорошо выраженной макро- и микропористостью, слабым уплотнением и значительной карбонатностью (до 18%), проявившейся в виде известковистых пятен, округлых включений, журавчиков и тонкодиспергированных масс. Типичным структурным признаком лессовидных суглинков, слагающих берега и дно Азовского моря, является их алевритовый состав. Алевритовая фракция (0,1—0,01 мм) составляет во всех исследованных образцах основную породообразующую часть и достигает 80%.

Выше разрез сменяется новоэвксинскими континентальными отложениями речных протоков, стариц, лиманов, представленными преимущественно слабосцементированными мелкозернистыми песками и алевритами зеленовато-серого цвета. Характерной особенностью осадков является незначительное содержание глинистой фракции и низкая карбонатность. Обычно в отложениях не содержится фаунистических остатков. Только в западной части водоема были обнаружены остатки пресноводной фауны: *Paludina*, *Unio*, *Theodoxus*. Здесь также в изобилии были встречены фрагменты растительной ткани, выполненные сульфидами железа, спиральные трубочки *Spirorbis*, раковины фораминифер, остатки остракод и гиригониты хораций: *Raskyella orechovi* Dem. et Hrust., *Raskyella crassaformis* Dem. et Hrust., *Aclistochara cf. nana* (Lu) H. gi R., *Chara aff. stellifera* Step. В южной части Азовского моря встречены глина, алевриты, пески с *Dreissensia polymorpha*, *Dreissensia rostriformis*, *Adacna vitrea*, *Monodacna caspia*. Демин, Хрусталева, 1964).

К новоэвксинским отложениям, выделенных А. Ф. Архангельским и Н. М. Страховым (1938), относятся солоноватоводные осадки с фауной каспийского типа. Отложения этого времени расположены на глубине 20—40 м внутри современных контуров Черного моря. На акватории Азовского бассейна широкое развитие получили преимущественно их-континентальные аналоги. Это аллювиальные образования Палео-Дона, Палео-Кубани и других рек, лессовидные суглинки и отложения, связанные с мелкими водоемами.

По своему объему озерно-морские осадки новоэвксинского возраста в Черноморской области соответствуют концу верхнечетвертичного времени. Верхняя граница их формирования проводится по подошве голоцена. В связи с запаздыванием черноморской трансгрессии на акваторию Азовского моря, выделяемый нами, новоэвксинский горизонт рассматривается по времени в большем объеме, чем в схеме П. В. Федорова (1959, 1963).

Новоэвксинские отложения вверх по разрезу сменяются морскими древнеазовскими осадками. Они представлены голубовато-серыми и серыми илами, алевритами и песками, содержащими значительное количество остатков пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. Наиболее широко распространенным комплексом в древнеазовском бассейне явился комплекс *Cardium edule*, *Chione gallina*, который хорошо развивался на илистых и песчаных осадках. Выделенный Л. А. Невеской, Е. Н. Невеским (1961, 1965) более солонолюбивый комплекс *Cardium edule* — *Abra milashevichii* расположен в районе Керченского пролива. Этот район, по-видимому, характеризовался максимальной соленостью древнеазовского водоема в связи с интенсивным водообменом между Азовским и Черным морями. В северной части акватории бассейна в древнеазовское время наряду с основными видами широко распростра-

нялась эвригалинная форма *Cardium exigium*, которая становится руководящим видом вместе с *Cardium edule*.

Кроме перечисленных видов в древнеазовском море встречались также пластинчатожаберные моллюски: *Mytilus galloprovincialis*, *Paphia discrepans*, *Solen vagina*, *Loripes lacteus*, *Gastrana fragilis*, *Pholas candidus*, которые в настоящее время не живут или встречаются в единичных экземплярах в Азовском море и дают максимум развития в открытой части Черного моря (Невеская, 1965). Эвригалинные моллюски представлены *Cardium edule*, *Abra ovata*, *Lentidium mediterranea maeotica*. Из брюхоногих моллюсков древнеазовские осадки содержат: *Bittium reticulatum*, *Eulimella nitidissima*, *Hydrobia ventrosa*, *Chryssaida interstincta*, *Nassarius reticulatus*, *Retusa umbilicata*, *Rissoa parva*, *Retusa truncatula*, *Rissoa membranacea*, *Cingulopsis valvatoidea*.

Фанагорийские озерно-морские отложения фиксируются в юго-восточной части Азовского моря и характеризуются значительным содержанием растительных остатков в глинистых и алевритовых илах, наличием единичных и угнетенных створок *Cardium edule* (Хрусталева, Вронский, 1971).

Наиболее молодой частью разреза голоценовых отложений Азовского моря являются ритмически чередующиеся слои ила и раковин в центральной части бассейна с общей мощностью до 5—6 м. Эти отложения выделяются под названием новоазовских. По составу фауны новоазовские отложения не отличаются от современных осадков. Комплекс *Cardium edule* — *Abra ovata* преимущественно распространен на илистых грунтах, *Cardium edule* — *Lentidium mediterranea maeotica* на песчано-глинистых осадках (Невеский, 1961; Невеская, 1965).

Описанный разрез позднечетвертичных отложений дна Азовского моря дает возможность обрисовать основные палеогеографические изменения моря в верхнем плейстоцене и голоцене. В период карангатской трансгрессии на территории Азовского моря существовал, по-видимому, мелководный бассейн с гидродинамическими условиями, подобными современному. Донные осадки подвергались интенсивному волновому воздействию, что способствовало привносу в прибрежную зону значительного количества наносов талассогенного происхождения (Хрусталева, 1966).

Широкое распространение в осадках органических остатков и присутствие хемогенного кальцита свидетельствует о благоприятных условиях для интенсивного развития биоценоза, что, вероятно, связано с большим поступлением в водоем карбонатного вещества. К оптимальным условиям для обитания средиземноморской фауны в карангатском бассейне необходимо отнести и повышенную соленость морской воды. Распространение в осадках моллюсков — устриц позволяет предположить, что соленость в северной части Азовского моря превышала современную и была не ниже 15—16‰.

Послекарангатская регрессия, свойственная Средиземноморской и Черноморской областям, охватила и пространство Азовского моря. Понижение уровня мирового океана в новоэвксинский век вызвало полное осушение и на территории водоема накапливались континентальные отложения. Поверхность Азовского моря представляла собой сушу, заселенную степной растительностью с редкими лесами из смешанных пород деревьев вдоль широких и глубоко врезанных речных долин (Панов, 1965; Панов, Хрусталева, 1966а).

Геоморфологические условия начала новоэвксинского времени характеризовались глубоким эрозийным расчленением поверхности суши. На месте отдельных переуглубленных участков речных долин, возможно,



существовали озерно-лиманного типа бассейны. Переуглубление долин обусловило интенсивный перенос и осаждение грубозернистого материала. Осадки новоэвксинского горизонта в Керченском проливе представлены, как правило, песками с прослоями гравия и гальки, носят следы интенсивных донных течений (Благоволин, 1960). Дельта Палео-Дона располагалась несколько южнее Керченского пролива, о чем свидетельствует минералогический состав донных отложений этого участка (Невесский, 1966), а также наличие предполагаемого конуса выноса древней дельты Дона на поверхности абразионной террасы Черного моря (Панов, Хрусталеv, 1966). Именно в этот период произошло окончательное формирование ложбины Керченского пролива и углубление ее основания.

В связи с повышением уровня Мирового океана в Керченском проливе образовался бассейн лиманного типа. Здесь накапливались однородные илстые осадки (Благоволин, 1966). По всей вероятности область Азовского моря представляла низменную равнину, питающие артерии имели выработанный профиль и на площадь седиментации выносились преимущественно тонкий материал. Условия накопления осадков следует связывать с фациями неглубоких, хорошо прогреваемых и аэрирующихся стариц, проток, мелких водоемов и речных русел (Демин, Хрусталеv, 1964). Конец новоэвксина ознаменовался, по видимому, существованием в южной части условий свойственных для пресноводного озерно-морского бассейна.

Неотектоническое опускание дна Азовского моря вместе с эвстатическим повышением уровня создали благоприятные предпосылки для широкого водообмена Черного моря с Азовским и развития черноморской трансгрессии. Следует отметить, что в основании древнеазовских отложений наряду с черноморскими мигрантами содержатся и фауна каспийского типа (Панов, Хрусталеv, № 2, 1966). В ходе развития новочерноморской трансгрессии черноморских вод элементы каспийской фауны оттеснялись на север моря — в лиманы рек и дельту Дона. Наибольшего распространения черноморская фауна достигла в стадию новочерноморского максимума трансгрессии. Тогда в Азовском море была наиболее высокая соленость до 16—18‰, обеспечивающая благоприятные условия для существования черноморских мигрантов. Вместе с тем в это время с особой активностью шло расширение площади моря за счет активной абразии берегов вместе с прогрессивным понижением его дна.

Наступившая в последующем регрессивная стадия (фанагорийская) выражена в Азовском море существование озерно-морского бассейна, сильно опресненного и слабо вентилируемого. Наиболее вероятными причинами его образования служат: эвстатическое понижение морского уровня, тектонические поднятия в Керченском проливе и возрастающая увлажненность климата. Характер остатков фанагорийской фауны, представленной преимущественно угнетенными формами *Cardium edule*, свидетельствует о неблагоприятных условиях ее обитания и низкой солености. Вероятно в фанагорийское время соленость была значительно ниже современной и не превышала 8—9‰.

Новое эвстатическое повышение морского уровня и продолжавшееся тектоническое опускание дна Азовского моря вызвало развитие новоазовской трансгрессии. В это время происходит формирование Керченского пролива в облике, близком современному. Увеличение его глубины и повышение уровня Черного моря благоприятно сказалось на водообмене между двумя водоемами, что привело к повышению солености. Приток черноморских вод сопровождался расселением в Азовском море черноморских мигрантов и увеличением биологической продуктивности.

Новоазовская стадия развития Азовского моря характеризуется формированием современных очертаний береговой линии. В первой половине новоазовской стадии происходили по исследованиям Д. Г. Панова (1965) интенсивная абразия и отступление берегов. Второй этап отличался господством процессов береговой аккумуляции и формированием береговых аккумулятивных тел. С этим этапом также увязывается образование большей части современных кос Азовского моря. Наличие узких участков аккумуляции в виде современных кос в области преобладающего размыва северного берега могут быть объяснены приуроченностью их к тектоническим зонам разломов, которые послужили предпосылкой для начала аккумуляции именно в этих участках (Мамыкина, Хрусталеv, 1967).

Благоприятные климатические условия в начале первого тысячелетия нашего времени определило возможность более значительного стока материковых вод в Азовское море и установления в нем гидрологического режима, близкого к современному. Периодически изменяющиеся гидрологические и климатические условия нашли свое отражение в ритмическом чередовании прослоев ила и ракушки в толще осадков новоазовского времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д., СТРАХОВ Н. М. 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. Из-во АН СССР.
- АНДРУСОВ Н. И.: 1926. Геологическое строение и история развития Керченского пролива. БМОИП, нов. серия, т. XXXIV, отд. геол., т. IV.
- БЛАГОВОЛИН М. С.: 1960. Происхождение и история развития Керченского пролива. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 2.
- ДЕМИН В. М., ХРУСТАЛЕВ Ю. П.: 1964. Некоторые особенности ранней истории развития Азовского моря «Океанология», т. IV, вып. 5.
- МАМЫКИНА В. А., ХРУСТАЛЕВ Ю. П.: 1967. Процессы абразии и аккумуляции в современном осадконакоплении Азовского моря. «Океанология», т. VI, вып. 3.
- НЕВЕССКАЯ Л. А.: 1965. Позднечетвертичные моллюски Черного моря, их систематика и экология. Из-во «Наука».
- НЕВЕССКАЯ Л. А., НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1961. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время. Докл. АН СССР, т. 136, № 5.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1966. Закономерности прибрежного осадкообразования (на примере верхнечетвертичных отложений Черного моря). Диссертация.
- ПАНОВ Д. Г.: 1965. История развития Азовского моря в голоцене. «Океанология», т. V, вып. 4.
- ПАНОВ Д. Г., ХРУСТАЛЕВ Ю. П.: 1966а. Об истории развития Азовского моря в голоцене. Докл. АН СССР, т. 166, № 2.
- ПАНОВ Д. Г., ХРУСТАЛЕВ Ю. П.: 1966б. Новейшие тектонические движения берегов и дна Азовского моря. Докл. АН СССР, т. 166, № 3.
- ФЕДОРОВ П. В.: 1959. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. Докл. АН СССР, т. 124, № 5.
- ФЕДОРОВ П. В.: 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Из-во АН СССР.
- ХРУСТАЛЕВ Ю. П.: 1966. Некоторые палеогеографические особенности развития северо-западной части Азовского моря в карангатское время. «Океанология», вып. VI, № 4.

- ХРУСТАЛЕВ Ю. П., ВРОНСКИЙ В. А.: 1971. К биостратиграфии позднечетвертичных осадков акватории Азовского моря. «Океанология», № 1.
- ШНЮКОВ Е. Ф., СЕМЕНЕНКО В. Н. и др.: 1969. К литологии и минералогии новоэвксинских отложений акватории Азовского моря. Сб. геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР», вып. 3.

Поступило: 22.11.1972

## HISTORY OF DEVELOPMENT OF THE AZOV SEA IN LATE QUATERNARY

by

Y. P. KHRUSTALYOV

### SUMMARY

The study of the 200 core sediments gave us the opportunity to mark the main stages in the development of the Azov Sea in the late-Quaternary period. The Carangat basin was characterized by the salinity going up to 16—18‰, which is maximum for Quaternary in the north-western part of the sea.

Post-Carangat regression, inherent to the Black Sea zone embraced the water area of the Azov Sea. In its limits there was the land occupied by the steppe vegetation with the rare mixed forests along the wide deeply-cut valleys. In the second half of Neo-Euxin in the southern part of the sea there might exist the conditions inherent to the fresh-water basin.

Neotectonic subsidence of the bottom of the Azov Sea with the simultaneous eustatic rise of the level created favourable conditions for the Black Sea fauna to exist.

The regression of the Phanagor stage favoured the formation of a lake-sea basin on the territory. A new revival of the tectonic movements and the rise of the water level lead to the development of Neo-Azov transgression. The modern shore outlines were created during the Neo-Azov stage. The change of the hydrological conditions favoured the productivity of fauna and flora.

## СРАВНИТЕЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ НА ЧЕРНОМ И БЕЛОМ МОРЯХ В ГОЛОЦЕНЕ

Е. Н. НЕВЕССКИЙ, В. С. МЕДВЕДЕВ, Москва

Развитие черноморского бассейна в целом и его прибрежно-шельфовой зоны, в частности, в течение голоцена определялось рядом факторов, из которых главнейшими являются непрерывный подъем уровня моря и прогрессирующее осолонение бассейна. Работы по зондированию толщ донных отложений, проведенные в последние годы с помощью вибрационных и ударных трубок, позволили изучить литологию толщи и провести их биостратиграфическое расчленение. Комплекс литологических, археологических и радионуклидных методов дал возможность установить относительный и абсолютный возраст отдельных горизонтов. Было констатировано, что около 10 000 лет назад Черное море являлось изолированным солоноватоводным бассейном, уровень которого находился ниже современного на 30—40 метров. В дальнейшем уровень непрерывно повышался, а соленость вод возрастала, что вело к интенсивной смене фаунистических комплексов (Невесская, 1965).

По смене комплексов были выделены следующие слои (табл. 1): тарханкутские, каркинитские, новоэвксинские, бугазские, витязевские, каламитские, джемтинские. Репрезентативность этих слоев подтверждена изучением более глубоководных колонок, собранных в 1969 году американской экспедицией на «Атлантис-II» (см. статью Л. А. Невесской в этом сборнике).

Общие морфологические и литологические данные показывают, что подъем уровня моря происходил неравномерно (Невесский, 1967). В частности, при изучении строения прибрежно-шельфовых осадочных толщ было обнаружено, что в ряде районов на подводном склоне имеются захороненные реликты древних аккумулятивных тел, существовавших при более низких уровнях моря (рис. 1). В возрастном отношении эти реликты разделяются на три группы — новоэвксинских, бугазских и каламитских. Помимо этого существует четвертая группа современных аккумулятивных форм. Каждая группа древних аккумулятивных тел возникла в одно и то же время и находилась на одном и том же уровне, соответствующем уровню древнего бассейна. Затем они были быстро захоронены под слоями более глубоководных осадков. Характер контактов разнородных слоев в таких случаях свидетельствует именно об очень быстром захоронении. Сейчас разновозрастные реликты находятся на разных уровнях (рис. 2), что говорит о факте неоднородных неотектонических смещений отдельных районов шельфа с момента захоронения древних аккумулятивных форм. Относительный темп этих смещений может быть вычислен.

Таблица 1

Подразделения позднечетвертичных и голоценовых отложений  
Черноморского бассейна и характерные фаунистические комплексы  
(по Л. А. Невесской).

Горизонты	Слой	Фаунистический комплекс	Буквенный индекс
Черноморский	Джеметинские	Преобладание наиболее стеногалинных для Черного моря видов: <i>Divaricella divaricata</i> (L.) <i>Gastrarium minimum</i> (Mont.), <i>Pitar rudis</i> (Poli) <i>Cardium papillosum simile</i> Mil.	дж
	Каламитские (позднедревнечерноморские)	Преобладание менее стеногалинных видов: <i>Chione galina</i> (L.) <i>Spisula subtruncata</i> (Costa) <i>Mytilus galloprovincialis</i> Lmk	кл
	Витязевские (среднедревнечерноморские)	Преобладание эвригалинных видов: <i>Cardium edule</i> L., <i>Abra ovata</i> (Phil.) <i>Corbula mediterranea maeotica</i> (Mill.) <i>Mytilaster lineatus</i> (Gm).	вт
	Бугазские (раннедревнечерноморские)	Преобладание новозвксинских форм: <i>Monodacna caspia</i> (Eichw.) <i>Dreissena polymorpha</i> (Pall.) и др. при появлении немногочисленных морских видов: <i>Cardium edule</i> L., <i>Abra ovata</i> (Phil.), <i>Corbula mediterranea maeotica</i> (Mil.) и некоторых других	бг
Послекарапгатацкий	Новозвксинские	Широкое развитие солоноватоводных форм: <i>Monodacna caspia</i> (Eichw.) <i>Dreissena polymorpha</i> (Pall.), <i>Dr. rostriformis</i> (Desh.) и др.	нэ
	Каркинитские	Преобладание солоноватоводных форм: <i>Dreissena polymorpha</i> (Pall.), наличие редких морских эвригалинных видов <i>Cardium edule</i> L. и др.	крк
	Тарханкутские	Сосуществование эвригалинных морских [ <i>Cardium edule</i> L., <i>Abra ovata</i> (Phil.)] и солоноватоводных ( <i>Dreissena polymorpha</i> ) видов	трх

Само наличие групп одновозрастных реликтов аккумулятивных тел в осадочном покрове шельфа и факт их быстрого захоронения говорит о неравномерности голоценовой трансгрессии на Черном море. За последние 10 тыс. лет в развитии трансгрессии отмечается четыре эпохи ускоренного наступания моря на сушу с интервалами между ними примерно 2 тыс. лет.

Неравномерность трансгрессии вызывала периодическое усложнение и упрощение контура береговой линии, что генерировало периодическое образование в прибрежной зоне морфологических и седиментационных ловушек в виде глубоких заливов, лагун и пр. Последнее обус-

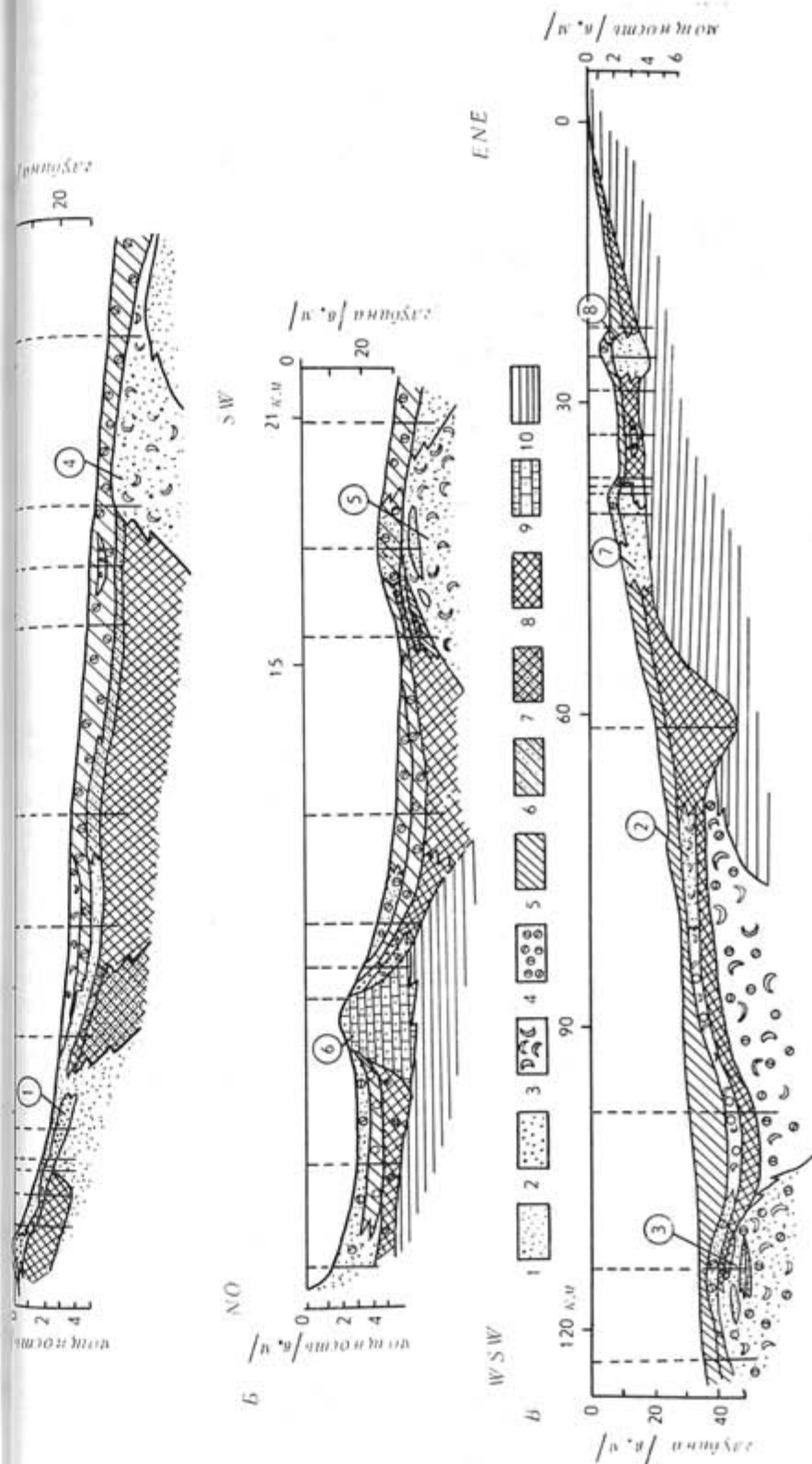


Рис. 1. Разрезы прибрежно-шельфовых отложений Черного моря

Условные обозначения:  
А — Южный берег Таманского полуострова, Б — Каламитский залив, (Крым), В — Каркинитский залив (Крым). Цифрами в кружках обозначены реликты древних аккумулятивных тел: 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8 — песчаные реликты, 6 — реликт, подвергшийся литификации карбонатным цементом. 1 — песок; 2 — гравий и галька; 3 — обломки ракушек; 4 — целая ракушка; 5 — морской ил; 6 — морской песчаный ил; 7 — лагуновый ил; 8 — лагуновый ил; 9 — литифицированные пляжные отложения; 10 — глинистые субаэриальные породы.



лавливал ритмику геохимического процесса, в частности, периодическое образование в отдельных участках дна линз и слоев, обогащенных определенными химическими компонентами осадков. Наиболее отчетливо этот процесс проявился на плоских побережьях, сложенных легко абрадируемым материалом (северо-западная часть моря и Керченско-Таманский район) (рис. 3).

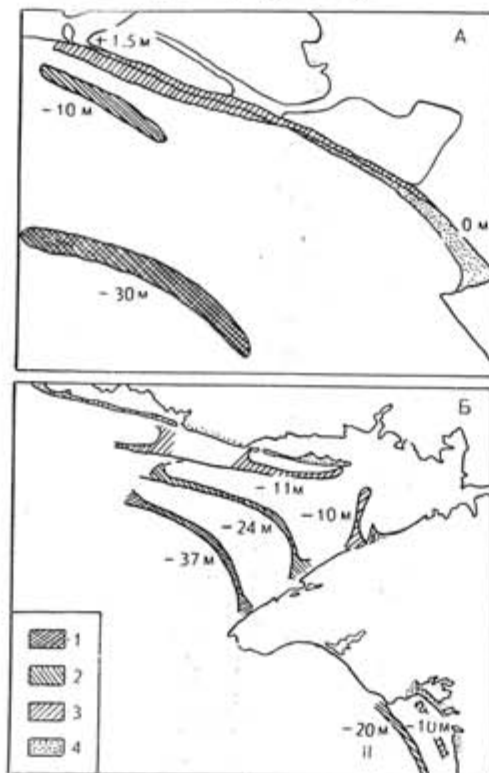


Рис. 2. Расположение и глубина залегания от современного уровня моря реликтов древних аккумулятивных форм:

А — Южное побережье Таманского полуострова, Б — район Керчинитского (I) и Калымонского (II) заливов (Крым). 1 — Новоказанская группа, 2 — Бугазская группа, 3 — Каламитская группа, 4 — Современная группа.

У гористых берегов (Крым и Кавказ) изменение берегов и ритмика осадкообразования сказались не столь отчетливо. Здесь на шельфе возникли менее дифференцированные толщи, сохраняющие трансгрессионный характер, но без четкой локализации отдельных химических компонентов (рис. 4).

Таким образом в связи с различным палеогеографическим развитием прибрежно-шельфовой зоны в отдельных районах возникли отличия геохимического процесса, что обусловило разную степень локализации химических компонентов в прибрежных толщах. На этом основании нами выделяются в прибрежно-шельфовой зоне Черного моря районы упорядоченного седиментогенеза, характеризующиеся высокой степенью дифференциации вещества и четкой локализацией отдельных химических компонентов в осадочных толщах (это обычно низменное побережье с легко абрадируемыми берегами) и районы неупорядоченного седиментогенеза, где эти явления выражены менее резко (это обычно гористые побережья) (рис. 5).

Итак, на протяжении голоцена бассейн осолонялся, уровень непрерывно, но неравномерно, повышался, контур берега четырежды, с интервалом примерно 2000 лет усложнялся и вновь сглаживался, шельф преимущественно, повидимому, расширялся, и у низменных плоских по-

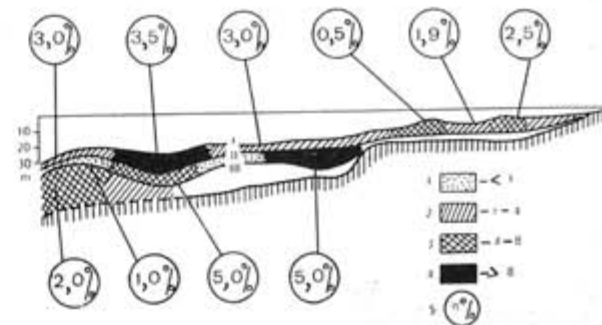


Рис. 3. Геохимический профиль через Керчинитский залив

Железо в осадочной толще концентрируется в локальных очагах в соответствии с общей «ступенчатой» структурой толщи.

Абсолютный возраст горизонтов: I—0—3000 лет н. э., II—3000—6000 лет н. э., III—>6000 лет н. э. Абсолютные массы Fe (г/см<sup>3</sup>): 1. (<1); 2. (1—4); 3. (4—8); 4. (>8). В кружках указано содержание железа в %.

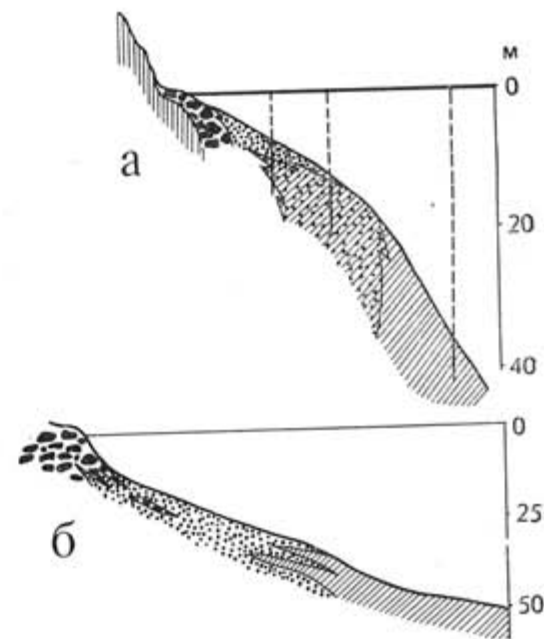


Рис. 4. Типичные разрезы прибрежно-шельфовых отложений Черного моря у гористых берегов.

А — Крымское побережье, Б — Кавказское побережье.

Условные обозначения: Крупные черные кружки галька, вертикальная штриховка — коренные породы, остальные см. рис. 1

бережий возникали ритмично построенные осадочные структуры с высокой локализацией и концентрацией отдельных химических компонентов. Такими некоторыми чертами развития Черного моря в голоцене вообще и основными чертами развития осадочного покрова прибрежно-шельфовой области. Обратимся теперь к некоторым аспектам развития Белого моря в голоцене.

Основным фактором развития Беломорского бассейна в голоцене наряду с подъемом уровня моря и осолонением следует считать интен-

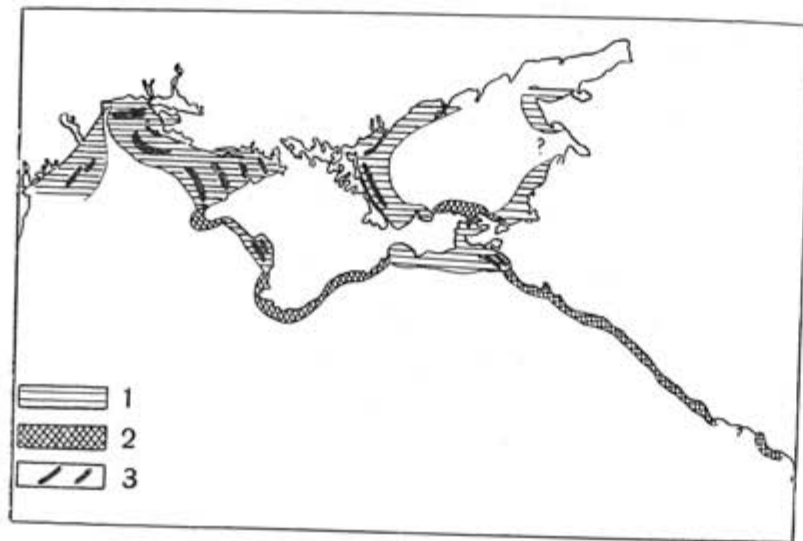


Рис. 5. Схема расположения районов различного типа седиментогенеза у советских берегов Черного моря.  
1 — Район упорядоченного седиментогенеза, 2 — район неупорядоченного седиментогенеза, 3 — реликты древних аккумулятивных тел, захороненные в толще осадков.

сивные изостатические движения всего региона и деградацию вюрмских ледяных массивов (Введенский, 1934, Лаврова, 1960). Бассейн, как таковой, начал развиваться по нашим данным с аллерда (не позже), когда в южных районах возникли крупные пресноводные приледниковые водоемы. В раннем голоцене уже осуществилась связь с океаном и началось интенсивное осолонение и трансгрессия. Однако, вплоть до середины голоцена седиментация на Белом море протекала в своеобразной ледовой обстановке. Последняя характеризовалась наличием обширных полей плавающих льдов, своеобразного ледяного панциря, покрывающего море и стайвающего в летние месяцы лишь по периферии бассейна, а также массивов донных реликтовых льдов, сохранившихся особенно долго (вплоть до поздней бореали) в центральной части бассейна. На дне моря в это время отлагались ледниково-морские осадки — тонкозернистые, безжизненные, лишенные следов волновых воздействий. Стаивание ледяных массивов шло постепенно с юга на север и полностью завершилось, по-видимому, только в среднем голоцене, в связи с климатическим оптимумом. После этого началась в чистом виде собственно морская стадия развития беломорского бассейна (Медведев и др., 1968, 1970).

Следствием отмеченного палеогеографического процесса явилась резкая стратификация толщ донных отложений Белого моря, прослежи-

вающаяся на территории почти всего бассейна. Внизу залегают илы ледниково-морской стадии, а сверху фациально более разнообразные осадки морской стадии (рис. 6-А). Указанная грубая стратификация дает повсеместные геохимические отличия, в частности, повышенную концентрацию железа в нижней толще (Невесский, Щербаков, 1969).

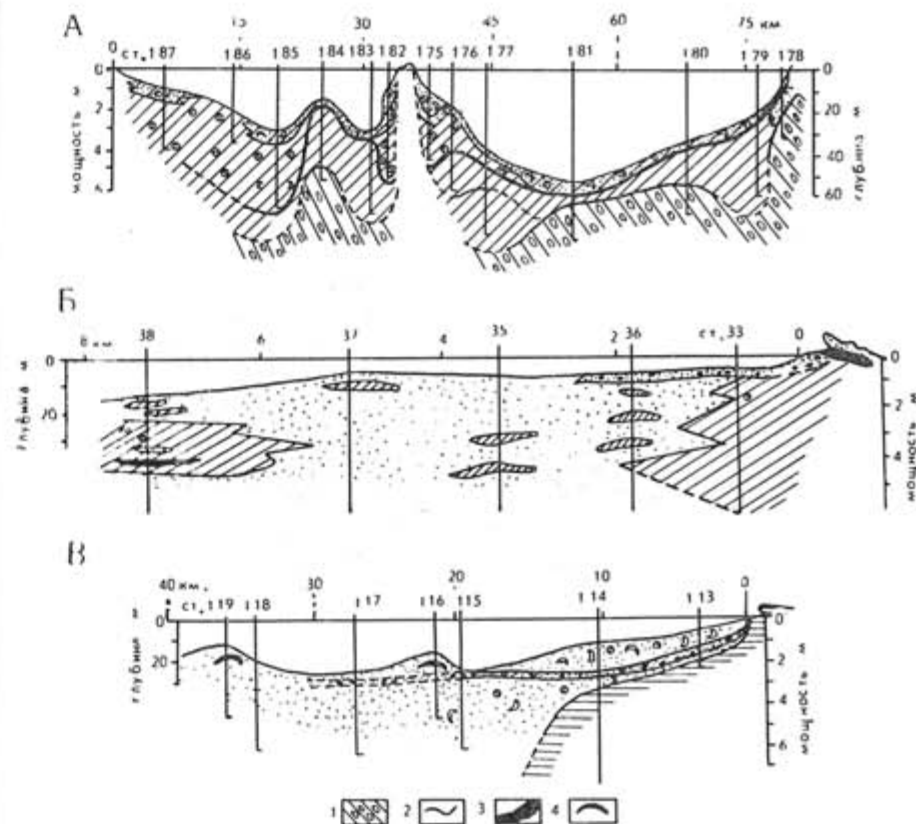


Рис. 6. Разрезы донных отложений Белого моря.

А — через северную часть Онежского залива в районе острова Б. Жужумуй, Б — в районе острова Мудьюг (Двинский залив), В — к северу от устья реки Торна (полуостров Канни).

Условные обозначения:

1 — морена (разрез А), 2 — граница между нижней ледниково-морской и верхней морской частями осадков (разрез А), 3 — прослой торфа (разрез Б), 4 — зона концентрации тяжелых минералов в донных песчаных валах — «кошках» (разрез В).  
Остальные условные обозначения см. рис. 1.

Ритмика трансгрессии и генерируемая ею ритмика геоморфологического и седиментационного процессов на Белом море прослеживаются слабо из-за того, что влияние основных скачков трансгрессии в раннем и частично среднем голоцене сглаживалось наличием сплошных покровных плавающих льдов. В некоторых районах (остров Мудьюг) ритмичное строение толщ наблюдается для осадков среднего и позднеголоценового возраста (рис. 6-Б).

Если ледниково-морские осадки Белого моря очень однообразны и представлены в основном илами, то морские осадки фациально весьма пестры. Климатические изменения, в частности, наличие климатического оптимума позволяют достаточно уверенно стратифицировать эту толщу

по возрасту, используя споро-пыльцевой, диатомовый, а также микро- и макро-фаунистический анализы. Такие определения были выполнены и в ряде случаев проверены радиоуглеродным методом (Маясова, 1969; Медведев и др., 1970).

Так же, как и на Черном море, на Белом море могут быть выделены районы упорядоченного и неупорядоченного седиментогенеза (рис. 7).

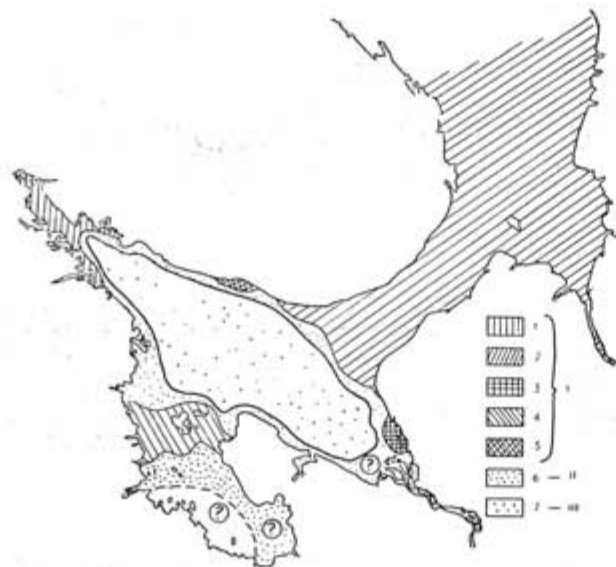


Рис. 7. Схема расположения районов различных типов прибрежного седиментогенеза.

I — районы упорядоченного седиментогенеза, II — районы неупорядоченного седиментогенеза, III — глубоководные районы.

Характерные черты, предопределяющие локальные накопления хорошо отсортированных отложений для районов I категории. 1 — наличие замкнутых структурных ванн в коренном ложе, сильные течения в устьях проливов, 2 — наличие эрозионных ложбин в коренном ложе и интенсивные приливоотливные течения, ведущие к формированию донных песчаных валов — «кошек», 3 — эволюция отступающего аккумулятивного берега с захоронением реликтов аккумулятивных тел и дна лагунного дна, 4 — развитие эрозионных ложбин в толще осадков с последующим заполнением их хорошо отсортированными наносами, сильные течения в устьях проливов, 5 — эволюция выдвигающегося аккумулятивного берега при обилии песчаных наносов. 6 и 7 см. рис. 1.

Но, если для Черного моря наличие таких районов, помимо общих геолого-географических факторов определило неравномерное развитие трансгрессии, для Белого моря существенными были факторы тектонические и гидродинамические.

Так, например, в Кандалакшском заливе Белого моря вибробуровым зондированием вскрыты структурные ванны в коренном ложе дна с признаками длительных новейших тектонических движений; в этих ваннах в течение голоцена накапливались линзы хорошо дифференцированных осадков с отчетливой концентрацией в них ряда химических компонентов (рис. 8). Вторым примером могут служить разрезы голоценовых отложений на севере Белого моря в его Воронке и Горле, где активные и постоянные гидродинамические воздействия на осадки ведут к образованию больших локализованных масс хорошо отсортированных преимущественно грубозернистых отложений (продолговатые отмели, по местной тер-

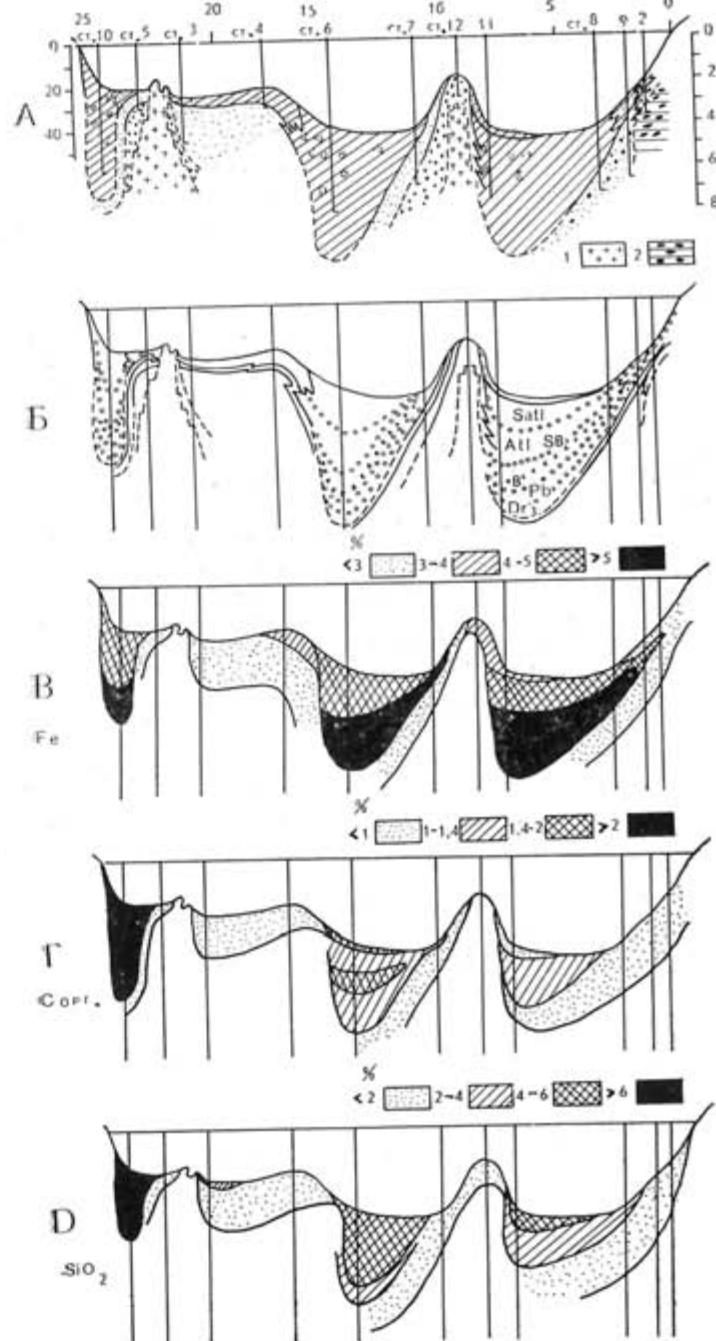


Рис. 8. Разрез через Кандалакшский залив (в районе губы Княжая).

Условные обозначения:  
А — литологический профиль.

1 — изверженные породы, 2 — морена. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

Б — расчленение толщи на горизонты соответствующие климатическим периодам верхнего плейстоцена и голоцена. Расчленение выполнено на основании споро-пыльцевого, диатомового, фораминиферового анализов и анализа фауны моллюсков.

Atl — аллерд, Dr1 — молодой дриас, Pb — пребореаль, B — бореаль, B — бореаль, Atl+Sb — атлантика и суббореаль, SatI — субатлантика. B — распределение в толще железа, Г — распределение  $C_{org}$ , Д — распределение  $SiO_2$  (аути).



минологии — «кошки») с отчетливой локализацией ряда химических и минералогических компонентов (рис. 6-В).

Таким образом на протяжении голоцена Беломорский бассейн, пережив озерную стадию, испытал быстрое осолонение в раннем голоцене и после длительной ледниково-морской стадии сравнительно недавно превратился в нормальный морской бассейн. Подобное развитие палеогеографической обстановки отчетливо сказалось на его осадках и на распределении в толще отдельных химических компонентов.

Таковы основные черты общего развития и, в частности, развития седиментогенеза в этих двух бассейнах на протяжении 10 000 лет. Чем же интересно их сопоставление?

Оба моря близки морфологически: это внутриконтинентальные бассейны, соединенные с океаном проливами.

Оба они пережили опресненную стадию, а потом испытали вторжение океана и осолонились. Оба они развивались в голоцене под знаком общего потепления и трансгрессии Мирового океана. Но помимо этих общепланетарных условий, каждый из них развивался под влиянием более локальных и прежде всего широтных и местных геологических условий.

Осадки голоцена в этих двух бассейнах хранят в себе отпечатки общепланетарных условий в особенности в биогенных компонентах. Однако местные условия сыграли решающую, доминирующую роль и фактически определили все течение седиментационного процесса и характер возникающих осадков.

Осадочная толща Черного моря — это толща, образовавшаяся в южном тепловодном бесприливном бассейне. Осадочная толща Белого моря — это толща, возникшая в субполярном бассейне при длительно сохранявшейся ледовой обстановке и в условиях активных приливно-отливных течений.

Различие местных условий создало радикальные отличия как в общем течении седиментации, так и в конкретных, проявляющихся в определенных районах условиях образования хорошо дифференцированных осадков с локализацией в них отдельных химических компонентов.

Изложенный материал подтверждает указанную мысль. Отсюда следует, что главным критерием в расшифровке механизма седиментогенеза прибрежно-шельфовой зоны того или иного бассейна должны считаться широтный и общегеологические факторы, свойственные данному региону Земли. Они должны рассматриваться, естественно, на фоне общепланетарных факторов. Отсюда следует далее, что только детальное вскрытие всех аспектов и факторов палеогеографического процесса в их взаимосвязи и взаимообусловленности может воссоздать истинную картину развития седиментогенеза как в основных чертах, так и в тонких деталях.

И, наконец, это предполагает применение общего унифицированного метода исследования, который, начиная с современного процесса, вскрывает процесс исторический, через морфодинамику и палеогеографию ведет к геохимии и рудообразованию, опираясь на расшифрованный механизм процесса, дает систематику шельфа и в итоге приводит к практическим рекомендациям, касающимся реальных поисков полезных ископаемых на морском дне.

#### ЛИТЕРАТУРА

- ВВЕДЕНСКИЙ Л.: 1934. Рельеф южной части Кольского полуострова. Изв. Гос. геогр. о-ва, XVI, вып. 6.  
ЛАВРОВА М. В.: 1960. Четвертичная геология Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.-Л.

МАЛЯСОВА Е. С.: 1969. О стратиграфии донных осадков Белого моря (по палинологическим данным). Сб. Голоцен, Изд. «Наука», М.

МЕДВЕДЕВ В. С., НЕВЕССКИЙ Е. Н., ГОВБЕРГ Л. И., МАЛЯСОВА Е. С., ДЖИ-НОРИДЗЕ Р. Н., КИРИЕНКО Е. А.: 1970. О строении и стратиграфическом расчленении донных отложений Белого моря. Сб. Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Л.

МЕДВЕДЕВ В. С., НЕВЕССКИЙ Е. Н., ПАВЛИДИС Ю. А., ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1968. Строение и история формирования южного побережья Кольского полуострова. Океанология № 2.

НЕВЕССКАЯ Л. А.: 1965. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. Тр. Палеонтологического ин-та т. 105.

НЕВЕССКИЙ Е. Н., ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1969. Особенности накопления и распределения железа в осадках Кандалакшского залива и сопредельных участков Белого моря. Океанология т. IX, вып. 4.

НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. Изд. во «Наука», М.

НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1965. Некоторые закономерности осадкообразования в прибрежной зоне моря. «Литология и полезные ископаемые» № 4.

Поступило: 20.12.1972

## COMPARATIVE FEATURES OF HOLOCENE SEDIMENTATION IN THE BLACK AND WHITE SEAS

by

E. N. NEVESSKY and V. S. MEDVEDEV

### SUMMARY

Some principal stages of sedimentation in the Black and White Seas during Holocene are compared.

The united biostratigraphical scale of the Holocene sediments based on the mollusc fauna analyses is given for the Black Sea.

The general features of global sedimentation in Holocene (general progressive warming, transgression of World Ocean, etc.) are reflected in sediments both of the Black and the White Seas. But local features (different geographical position, hydrodynamics, tectonics) are the main factors of sedimentation in both regions.

The distribution of chemical and mineralogical components in the sediments is due to peculiarities of paleogeographical development and lithological structure of the sediments of both basins.

Based on comparative lithological analysis, the division into zones is made and the regions of "regular" and "irregular" sedimentation are established.

Подписано к печати 4.IV.1975 г. ЛВ 10028  
Формат бумаги  $70 \times 108 \frac{1}{16} = 9,126$  бум. л. — 25,55 п. л.  
+ 3. вклейки 24,05 изд. листов  
Цена 1 руб. 80 коп.

---

Отпечатано в гос. типографии «Пяргале», Вильнюс  
ул. Латако б. Заказ № 5896