

**ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ
В ПІЗНЬОМУ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНІ-ГОЛОЦЕНІ**

**HISTORY OF THE GEOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE BLACK SEA NORTHWEST SHELF
IN THE LATE NEOPLEISTOCENE-HOLOCENE**

В.В. Янко, Т.О. Кондарюк, С.В. Кадурін

Valentina V. Yanko, Tetiana O. Kondariuk, Sergei V. Kadurin

Odessa I.I. Mechnikov National University, 2 Shampansky Lane, Odessa, Ukraine, 65063 (valyan@onu.edu.ua, tanya_kondaruk@ukr.net)

Наведено результати дослідження історії геологічного розвитку північно-західного шельфу Чорного моря в пізньому неоплейстоцені-голоцені. Основна мета роботи – реконструкція віку, характеру трансформації та зміни солоності Чорного моря на границі пізнього неоплейстоцену і голоцену за даними палеонтологічного (форамініфери, остракоди, молюски) аналізу і літології донних відкладів. Матеріал для досліджень зібрано в процесі великої і середньо масштабної (регіональної) геологічної зйомки північно-західного шельфу Чорного моря. Вивчено архівні та опубліковані матеріали українською, англійською та російською мовами. Отриману інформацію укомплектовано у відповідні електронні банки даних для їх подальшого використання у палеооценографічних реконструкціях та узагальненнях. Комплексне зіставлення різнопланових даних дозволило зробити такі основні висновки. Рівень ранньоноевксинського озера становив близько -100 м нижче сучасного. Він піднявся до -39 м нижче сучасного під час пізньоноевксинської трансгресії із Каспійського моря. Новоевксинське озеро ніколи не було прісноводним. Натомість, воно було солонуватим (5-12 psu). Озеро було перетворене в Чорне море близько 9,0 ка BP середземноморською трансгресією, яка була прогресивно поступовою осциляційною але ні в якому разі катастрофічною чи швидкою. Перша хвиля середземноморської міграції була слабкою, вона відбулася синхронно з першою (бугазькою) фазою середземноморської трансгресії. Вона сповільнилася і навіть зупинилася під час наступної (колхідської) регресивної фази, потім більш-менш стабілізувалася вздовж другої (вितязівської) трансгресивної фази та досягла свого максимуму під час каламітської та джеметинської трансгресивної фази (третья та четверта хвилі міграції). Коливальний характер середземноморської трансгресії та реколонізації пізньоноевксинського озера можна чітко простежити лише на внутрішньому шельфі через низьку амплітуду зміни рівня моря та солоності. З цієї причини ці коливання майже непомітні на зовнішньому шельфі Чорного моря нижче ізобати -100 м.

Ключові слова: трансгресія, регресія, реколонізація, солоність, рівень моря, біота.

Research results are presented into the geological history of the Black Sea's northwestern shelf during the late Neopleistocene and Holocene. The principal goal was to reconstruct the age, character of transformation, and changes in Black Sea level and salinity focusing on the Neopleistocene-Holocene boundary using evidence from conjugate paleontological (foraminifers, ostracods, mollusks), lithological, and ecostratigraphic analyses of bottom sediments supplemented by radiocarbon dating. Samples were collected during geological survey of the northwestern Black Sea shelf, and data have been entered into electronic databases for use in future paleo-oceanographic reconstructions. The Early Neoeuxinian lake level rose from -100 m to -39 m bsl following the Late Neoeuxinian transgression due to Caspian inflow. It was brackish (5-12 psu), never freshwater, and it transformed into the Black Sea around 9.0 ka BP with the Mediterranean transgression, which was progressive, gradual, and oscillatory, not catastrophic or fast. The first wave of in-migrating Mediterranean organisms was weak and synchronous with the first (Bugazian) transgression phase. It slowed and even stopped during the following Kolchidian regressive phase, then stabilized during the second (Vityazevian) wave of migration, reaching its maximum during the Kalamitian and Dzhemetinian transgressive phases (third and fourth migration waves). The oscillating character of the Mediterranean transgression and re-colonization of the Late Neoeuxinian lake by marine fauna can be clearly traced on the inner shelf only due to the low amplitude of the sea-level and salinity changes. It is almost invisible on the outer shelf of the Black Sea, below isobath -100 m.

Keywords: transgression, regression, recolonization, salinity, sea level, biota.

ВСТУП

Хоча вивчення четвертинної геології Чорного моря почалося наприкінці XIX ст. М.І. Андрусовим, воно ще далеко від свого завершення. Найбільш дискусійними аспектами даної про-юлеми серед міжнародної геологічної спільноти

такі: положення рівня Чорного моря в епоху максимуму останнього зледеніння (LGM) та на рубежі пізнього плейстоцену і голоцену; солоність і коливання рівня новоевксинського озера, що існувало на місці Чорного моря в пізньому плейстоцені 27-10 тисяч років тому; характер транс-

формації озера в сучасне море; кількість і спрямованість з'єднань Чорного моря зі Середземним і Каспійським та вплив цих з'єднань на режим рівня і солоності басейну; роль з'єднувальних проток між суміжними морями у коливаннях рівня і солоності Чорного моря. Вагомий внесок авторів цієї роботи у вказані та інші дискусійні питання полягає у великій кількості фактичного матеріалу, зібраного у геологічних, у тому числі морських експедиціях, переважно в Чорноморському, а також у Середземному, Каспійському регіонах і Босфорській протоці. Цей матеріал тільки частково опрацьований за допомогою базових методик палеогеографічного, палеоокеанографічного, палеонтологічного, літологічного аналізів (Yanko-Hombach et al., 2007a, 2014, 2018). Є також напрацювання по математичному моделюванню (Esin et al., 2010), але небагато. Більшої роботи потребує напрям подальше вдосконалення і теоретичне обґрунтування цих методик з використанням новітніх методів дослідження, що дозволи б удосконалити реконструкції історичного минулого.

За результатами досліджень деяких вчених рівень новоевксинського озера в епоху LGM був нижче сучасного більш ніж на 107 м (Nicholas, 2011) або 120 м (Larchenkov, Kadurin, 2011), і воно не мало зв'язку з Каспійським морем протягом усього часу його існування. Оскільки озеро було прісноводним, його вода була придатна для пиття стародавніх людей. У ході танення льодовиків рівень озера піднявся до -40 м, а після похолодання у новому дріасі (11-8,5 тис. років тому) знову низився до -100 м. Підйом рівня басейну до сучасного почався після 8,5 тис. років тому. завдяки середземноморській трансгресії через Босфорську протоку і був катастрофічно швидким (Ryan et al., 1997; Ryan, 2007) або дуже швидким (Nicholas et al., 2011, Yanchilina et al., 2017). Існують також інші сценарії трансформації новоевксинського озера в сучасне Чорне море: поступовий (Aksu et al., 2002) та поступовий, але осциляційний (Konikov, 2007). Усі ці сценарії кардинально відрізняються один від одного. Розбіжності в результатах існують через різний обсяг фактичного матеріалу, який значно ширший у авторів даної статті, суттєвої різниці в методиках дослідження різних вчених та проблеми радіовуглецевого датування відкладів конвенціональним (β -counting) і AMS (Atomic Mass Spectrometry) методами (Yanko-Hombach, 2007b; Mudie et al., 2014). Існують також суттєві розбіжності подій в суміжних морях

за різними стратиграфічними схемами (Янина, 2012).

У цій роботі ми дотримуємося поділу четвертинної системи на еоплейстоцен (1,8–0,78 млн), неоплейстоцен (0,78–0,01 млн років) і голоцен (0,01–0,0 млн років) (Жамойда, 2004). Межа між еоплейстоценом і неоплейстоценом збігається з границею Матуяма-Брунес, яка добре простежується як в чорноморському, так і в каспійському регіонах у підшві нижньо-чаудинських і тюркських відкладів, відповідно.

Метою даної статті є відтворення геологічної історії розвитку північно-західного шельфу Чорного моря (ПЗШЧМ) в пізньому неоплейстоцені і голоцені за даними мікро- (форамініфери, остракоди), макрофауни (молюски) та літології.

Для досягнення головної мети сформульовані наступні завдання: (1) забезпечити мікропалеонтологічне обґрунтування стратиграфії ПЗШЧМ, (2) реконструювати палеокліматичні, палеогідрологічні і палеогеографічні умови ПЗШЧМ в окремі відрізки пізнього неоплейстоцену і голоцену тобто за останні 25 тисяч років.

ДОСЛІДЖУВАНИЙ РАЙОН

Район досліджень розташований на ПЗШЧМ (North-Western Black Sea shelf) (рис. 1).

ПЗШЧМ розташовується в межах давньої дорифейської Східно-Європейської та епігерцинської Скіфської платформ, має пологий ухил дна (0,001-0,002°) і простягається від української частини дельти Дунаю на заході, мису Тарханкут (Крим) на сході та ізобати 400 м на півдні. Це найширший (125-240 км) шельф у Чорному морі, який становить 94% від загальної геоморфологічної провінції шельфу або близько 30% від загальної площі всього басейну. Рельєф дна гладкий через скидання і розподіл наносів, привнесених Дунаєм, Дніпром, Дністром і Південним Бугом. В цілому це стабільна в тектонічному плані область басейну, на якій коливання рівня моря, пов'язані з кліматичними змінами, чітко простежуються (Dolukhanov et al., 2009). Пізньочетвертинні відклади представлені різноманітними генетичними типами: лиманним, морським, алювіально-морським, елювіальним, тощо.

МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ

Матеріали зібрані в процесі великої і середньої масштабної (регіональної) геологічної зйомки ПЗШЧМ. Вивчено архівні та опубліковані матеріали українською, англійською та російською

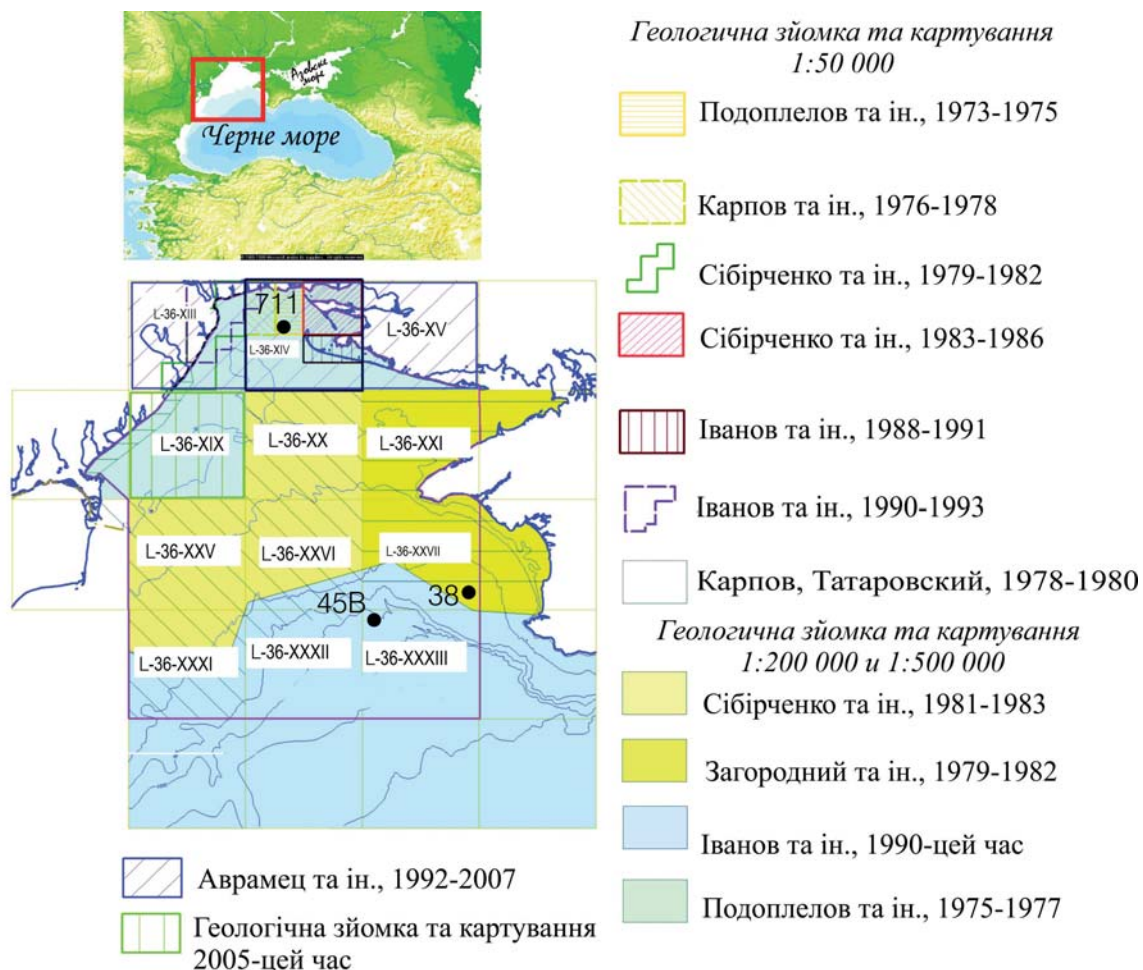


Рис. 1. Район досліджень та схема геологічної зйомки шельфу та континентального схилу Чорного моря; чорна точка – зразкові колонки № 711, 45В, 38, розтошовані на глибині 39, 102, 192 м, відповідно. Праворуч – посилення на фондові матеріали (звіти) ПричорноморДРГП. У списку використаних джерел вони не наводяться, але можуть бути знайдені у (Yanko-Hombach, 2007; Yanko-Hombach et al., 2014).

Fig. 1. Research Area and geological Survey of the Black Sea shelf and continental slope; black circle – gravity cores 711, 45B, 38, located at a depth of 39, 102, 192 m, respectively. To the right – references the reports of the Prichernomor SRGE [Black Sea Area State Regional Geologic Enterprise]. They are not listed in the list of the references but can be found in (Yanko-Hombach, 2007; Yanko-Hombach et al., 2014).

мовами. Отриману інформацію укомплектовано в електронні банки даних: 1. Палеонтологічні (форамініфери, остракоди, молюски), потрібні для еко- і біостратиграфії донних відкладів аналізу та реконструкції палеоекологічних умов седиментогенезу. 2. Радіовуглецеві датування відкладів шельфу, лиманів, приморських озер, морських і річкових терас, берегових валів. У банк даних внесено інформацію з 14 науково-дослідних звітів, які були виконані співробітниками Одеського національного університету ім. І.І. Мечникова та Причорномор ДРГП.

Колекції викопних організмів зберігаються в Палеонтологічному музею Одеського національ-

ного університету ім. І.І. Мечникова та ПричорноморДРГП та доступні для вивчення усім зацікавленим особам.

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ОБГОВОРЕННЯ

Еко- і біостратиграфія пізнього неоплейстоцену і голоцену базується на основі міграційних послідовностей форамініфер, остракод та молюсків і демонструється декількома показовими колонками, які відображають різну зміну комплексів викопних організмів в залежності від глибини моря, на якій кожна колонка була відібрана (рис. 2-4).

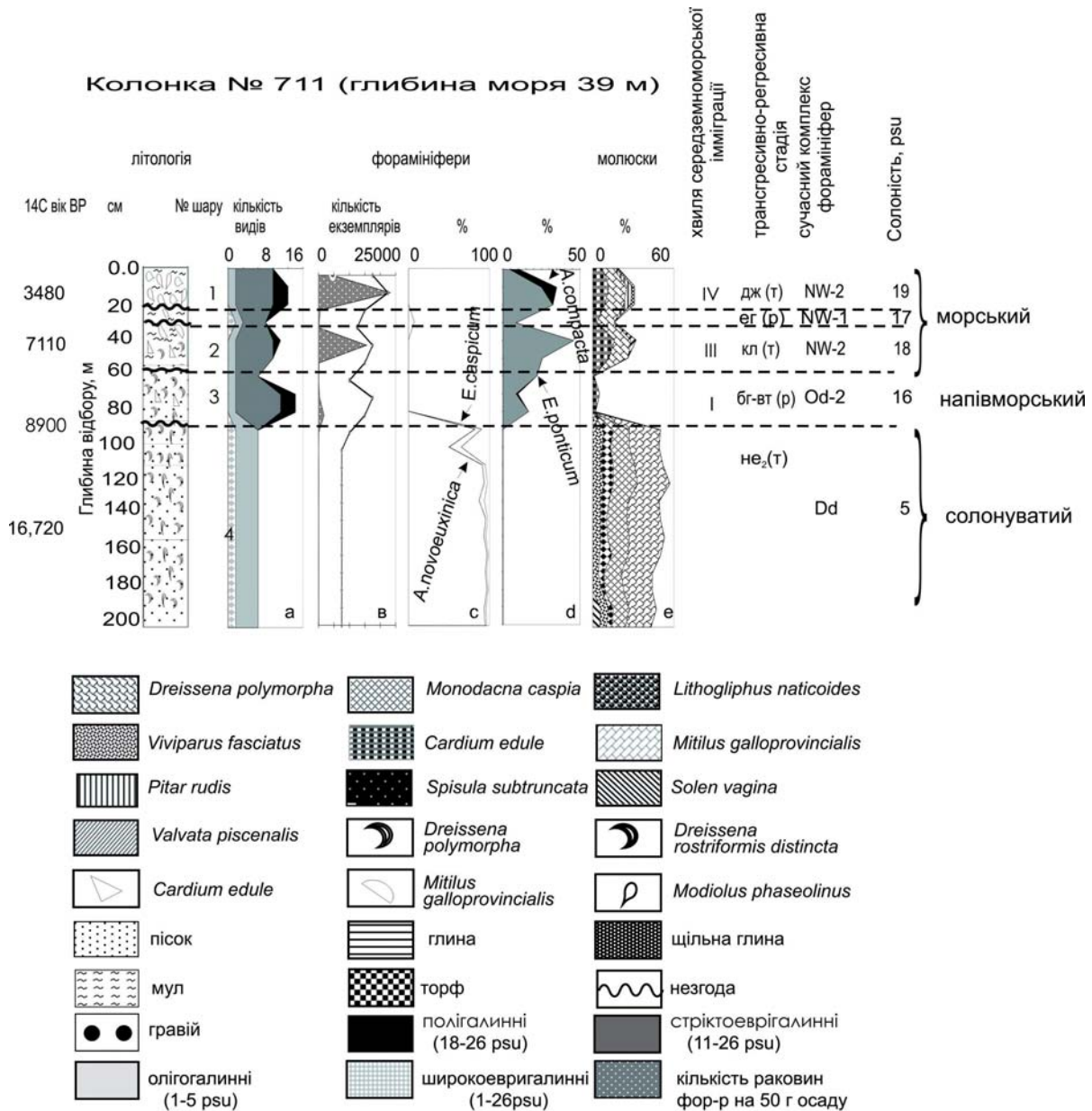


Рис. 2. Розподіл форамініфер і молюсків у зразковій колонці № 711 (глибина моря 39 м). Дозволяє виділити трансресивно-регресивні стадії розвитку басейну: дж – джеметинська, кл – каламітська, вт – витязівська, бг – бугазька, не – новоевксинська; т – трансресивна, р – регресивна, psu – Practical Salinity Unit. Комплекси форамініфер: Dd – дунайський, Od – одеський, NW – північно-західний (характеристика комплексів наведена в (Янко, 1989, 1991; Yanko-Hombach, 2007).

Fig. 2. Distribution of foraminifera and mollusks in the core 711 (water depth -39 m). It allows to distinguish transgressive-regressive stages of the development of the basin: дж – Dzhemetinian, кл – Kalamitian, вт – Vityazevian, бг – Bugazazian, не – Neoeuxinian; т – transgressive, р – regressive, psu – Practical Salinity Unit. Foraminiferal complexes: Dd - Danube, Od - Odessa, NW - northwest (characteristic of the complexes is given in (Yanko, 1989, 1991; Yanko-Hombach, 2007).

Виявлена в розрізах закономірність у чергуванні міграційних комплексів викопних організмів, різних за складом, структурою та екологічними характеристиками, дозволяє виділити трансресивні та регресивні стадії в розвитку басейну (рис. 2).

У трансресивні стадії збільшується кількість і чисельність середземноморських стриктоверігалінних і полігалінних видів, а в регресивні - олігогалінних каспійських і / або голеврігалінних середземноморських видів (Янко, 1989, Yanko-Hombach, 2007).

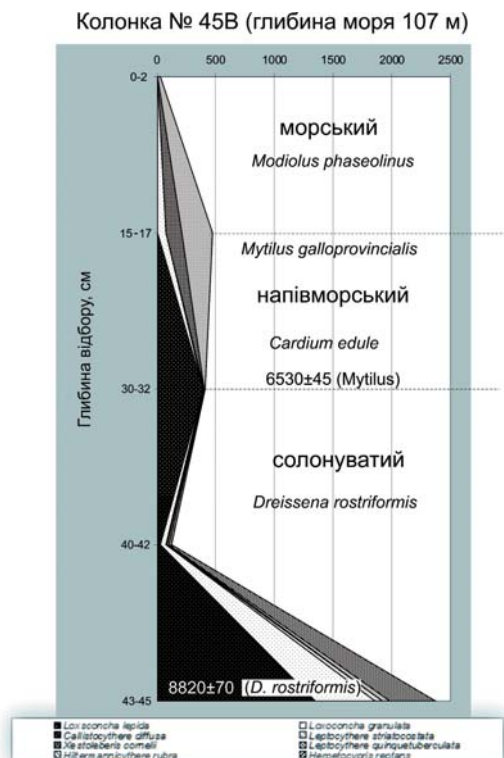


Рис. 3. Розподіл форамініфер у зразковій колонці № 45В (глибина моря 107 м). Дозволяє розділити колонку мулових відкладів на три шари: нижній з молюском *Dreissena rostriformis* (сформований у солонуватому басейні); середній з молюском *Cardium edule* в підшві та *Mytilus galloprovincialis* у кровлі шара (сформований у напівморському басейні), верхній з молюском *Modiolus phaseolinus* (сформований у морському басейні).

Fig. 3. Distribution of foraminifera in the core 45B (water depth -107 m), which allows the column of silt sediments to be divided into three layers: the lower one with *Dreissena rostriformis* (formed in the brackish basin); the middle one with *Cardium edule* in the bottom, and *Mytilus galloprovincialis* in the roof (formed in the semi-marine basin), and the upper one with *Modiolus phaseolinus* (formed in the marine basin).

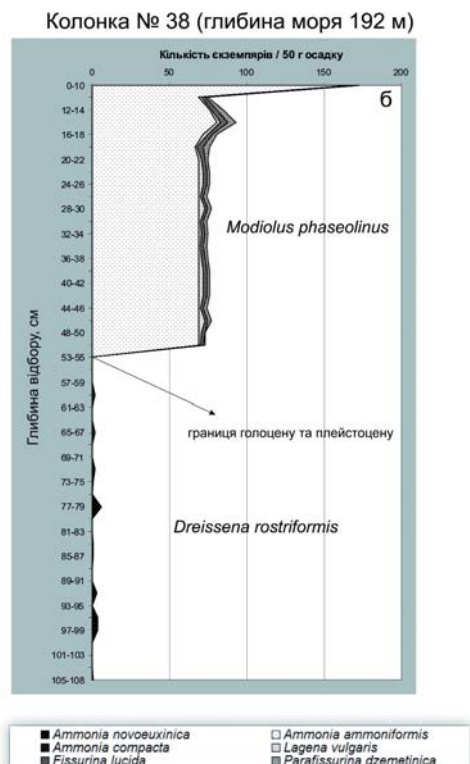
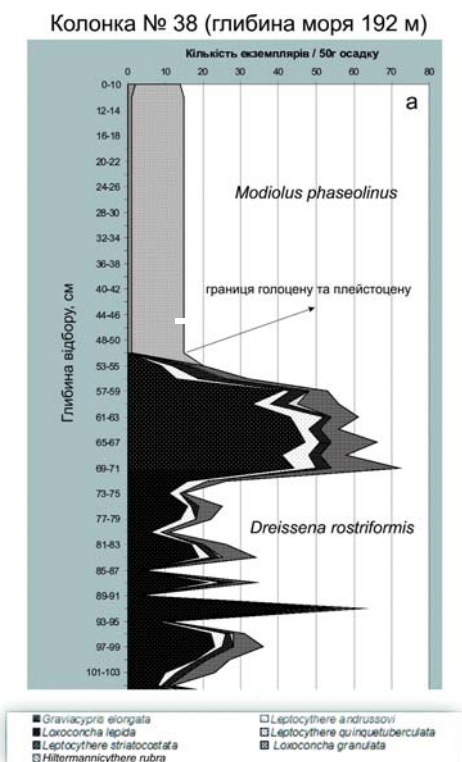


Рис. 4. Розподіл остракод (а) і форамініфер (б) у зразковій колонці № 38 (глибина моря 192 м). Кожна група організмів дозволяє розділити товщу мулових відкладів на нижню з молюском *Dreissena rostriformis*, яка була сформована в солонуватому басейні, та верхню з молюском *Modiolus phaseolinus* - в морському.

Fig. 4. Distribution of ostracodes (a) and foraminifera (b) in core 38 (water depth -192 m). Each group of organisms allows to divide the silt layer thickness into the lower one with *Dreissena rostriformis*, which was formed in the brackish basin, and the upper one with the *Modiolus phaseolinus* in the marine basin.

На зовнішньому шельфі регресивні стадії голоцену через малу амплітуду не фіксуються і створюється враження плавно наростаючої трансгресії, коли солонуватоводне озеро змінюється на напівморську, а потім на морську водойму (рис. 3), або різкого (рис. 4), коли солонуватоводне озеро змінюється різко, навіть катастрофічно, на морську водойму в ході голоценової трансгресії.

Нижньоноевксинські відклади (27-17 тис. років тому) простежуються тільки глибше сучасної ізобати -100 м; на внутрішньому шельфу вони відсутні (рис. 5).

Іноді вони залягають з розмивом на тарханкутських відкладах, але частіше за все на алювіальних. Нижньоноевксинські відклади представлені перешаруванням сірих мулів і сірих смучастих глин, збагачених гідротроїлітом і карбонатом кальцію ($\text{CaCO}_3 \sim 50\%$) і збіднених органікою ($C_{org} > 1\%$) (Маловицкий и др., 1979), і невеликою кількістю пісків з раковинами *D. rostriformis distincta*. Форамініферовий комплекс включає *Ammonia caspica* і *Porosonion martkobi tschaidicus*, кількість черепашок варіює в межах 12-29 екз. на 50 г осаду. Сучасний аналог комплексу «Dd» поширений в дельті Дунаю. Це свідчить, що

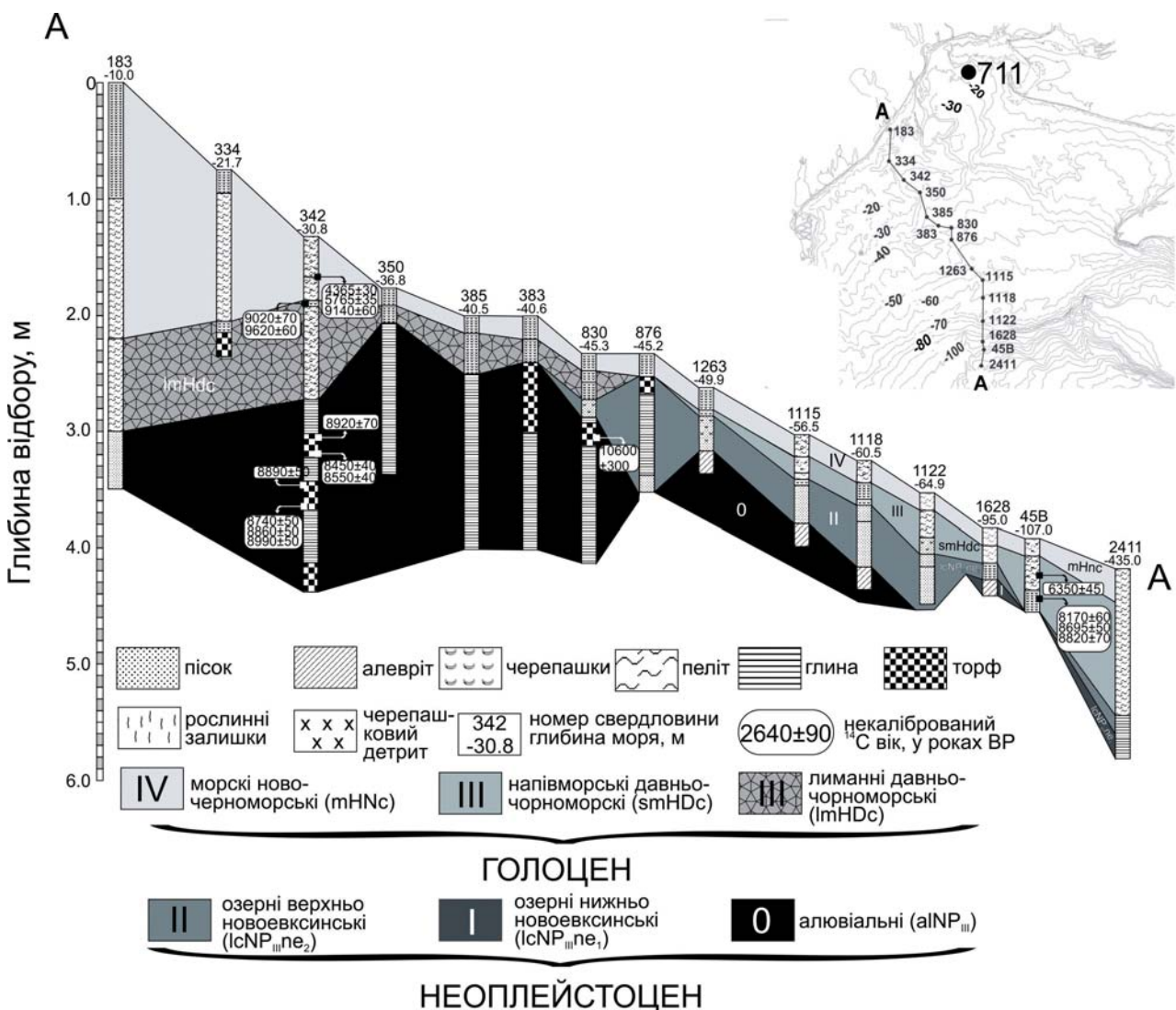


Рис. 5. Профіль палео-Дністровської долини, що демонструє літологію, генетичні типи, умови накопичення та стратиграфічну послідовність відкладів.

Fig. 5. Profile of the Paleo-Dnistrovsky paleovalley showing lithology, genetic types, accumulation conditions and stratigraphic sequence of sediment.

ранньоновоевксинські відклади накопичувалися на мілководді слабо солонуватоводного басейну, який не мав зв'язку із Середземним морем (відсутність середземноморських елементів серед палеонтологічних залишків).

Відсутність зв'язку також підтвержується відсутністю середземноморських елементів у синхронних ніжньоновоевксинських донних відкладах Мармурового моря (Unit 2). Протягом формування Unit 2 рівень води в Мармуровому морі знаходився на позначці між -85 м і -100 м, а солоність була менше ніж 6 psu (Çhağatay, 2003). Босфорська протока являла собою солонувате озеро з піщаним дном, яке було населене молюсками новоевксинського типу *D. rostriformis*, *D. polymorpha* (Algan et al., 2007). Рівень Егейського моря був близько -115 м (Aksu et al., 2002).

Спорово-пилкові діаграми з ранньоновоевксинських відкладів нагадують такі з ксерофітних степів південної України та Молдови (Артющенко и др., 1972; Комаров, 1979). Клімат був сухим і холодним, що призвело до різкого скорочення річкового стоку і падіння рівня озера нижче ізобати -100 м (Щербачов и др., 1978; Федоров, 1988).

Ранньоновоевксинський басейн був слабо солонуватим, аеробним і рясно населеним бентосними організмами, зокрема тими, які мали карбонатний скелет, а саме молюсками, остракодами і значно меншою мірою форамініферами. Берегова смуга ранньоновоевксинського озера знаходилася в районі нинішньої ізобати -100 м. Майже весь північний шельф сучасного Чорного моря вище цієї ізобати був сушею, яка спільно з ПЗШЧМ, що тягнеться на південь від Дніпра, утворювала велику ерозійно-алювіальну рівнину, покриту лесами (Larchenkov, Kadurin, 2011).

Нижньоновоевксинські відклади перекриваються субаеральними суглинками або субаквальними відкладами. Останні містять черепашки прісноводних остракод *Candona*, *Candoniella* і голевригалінних форамініфер *Ammonia novoeuxinica*. Це вказує на перехід дна басейну від ерозійної до субаквальної акумулятивної фази розвитку, у такий спосіб знаменуючи початок пізньоновоевксинської трансгресії.

Верхньоновоевксинські відклади (17-10 тис. років тому) розкриті у свердловинах, відібраних глибше сучасної ізобати -37 м (рис. 4, 5). Вони підстеляються або нижньоновоевксинськими відкладами, або (на менших глибинах) алювіальними, а в окремих випадках тарханкутськими відкладами (рис. 5, св. 723).

Аналогічно нижньоновоевксинським, верхнь-

оновоевксинські відклади не містять середземноморських іммігрантів. Натомість, тут підвищується кількість каспійських представників в складі форамініфер, молюсків і остракод.

Літологічний склад верхньоновоевксинських відкладів досить монотонний. На шельфі це в основному піски, іноді блакитно-сіри мули, які заповнюють допізньоновоевксинські депресії, або знебарвлені черепашники, що складаються з детриту раковин *Dreissena*. Деякі дослідники [Ryan et al., 1997; Ryan, 2007; Lericolais et al., 2017] називають такі черепашники *Dreissena hash* (перетерті раковини *Dreissena*) і вважають, що вони сформувалися в пляжній зоні, зустрічаються повсюдно в покривлі новоевксинських відкладів, і утворилися в результаті катастрофічно швидкої ранньоголоценової трансгресії. Однак, проведена геологічна зйомка показує, що ці відклади мають плямисте поширення, присутні спорадично у відкладах як різного віку, так і фаціальних обстановок, були перенесені туди підводними течіями і зсувами; на це вказували ще О.Д. Архангельській і М.М. Страхов (1938). Радіовуглецевий вік *Dreissena* варіює від 17 400 до 9140 тис. років тому. Їх шар не витриманий ні по простяганню, ні за віком і не може жодним чином слугувати маркером катастрофічного затоплення.

Верхньоновоевксинські відклади трапляються на шельфі Чорного моря практично повсюдно. На турецькому шельфі вони зафіксовані глибше ізобати -18 м (Görür et al., 2001), на болгарському -30 м (Filipova-Marinova, 2007), на північно-західному шельфі -39 м (рис. 5), а на кримському (Шнюков и др., 1985) і кавказькому (Балабанов и др., 1981) - -30 м. У деяких місцях (наприклад, західне крило Голіцинського підняття в гирлі Каркінітської затоки) верхньоновоевксинські відклади навіть виходять на поверхню дна і не перекриваються голоценовими (Ищенко, 1972). Потужність верхньоновоевксинських відкладів досягає 25 м (Янко, 1989). Часто вони приурочені до лиманних відкладів на ізобаті -40 м, де виклинюються в геологічних розрізах (рис. 5).

Серед молюсків домінують *Dreissena polymorpha* і *D. rostriformis* на внутрішньому і зовнішньому шельфі, відповідно. Інші види каспійських молюсків, як наприклад *Monodacna caspia*, також рясні. Сьогодні подібні комплекси населяють Каспійське море з солоністю до 13-14 psu. Форамініферові оріктоценози досить одноманітні. Домінують каспійські олігогалінні

види *Mayerella brotzkajae*, *Elphidium capsicum*, і ендемічний голеврігалінний чорноморський вид *A. novoeuxinica*. Кількість черепашок не перевищує 100 екз / 50 г осаду. В даний час подібний форамініферовий комплекс «Dd» з елементами «Dn-Bg» камплексу (Янко-Номбах, 2007а: таблиця 1) мешкає в дельтах річок і слабосолоних лиманах, вказуючи, що солоність пізньоновоєвксинського озера досягала 5 psu на мілководді, 7-11 psu в глибших частинах (Янко-Номбах, 2007).

Попри досить високу солоність, середземноморська фауна відсутня, в той час як каспійські елементи досить часті. Пізньоновоєвксинський басейн був аеробним і густо населеним організмами з карбонатним скелетом. Рівень пізньоновоєвксинського озера (-37 м) був вище ніж рівень Мармурового моря (-85 м) (Çhağatay, 2003), і надлишок води виливався в Мармурове море. В цей час Босфорська протока продовжує бути напів-прісноводним озером, і, можливо, що скидання води відбувалося через інший канал, розташований в районі Ізмітської затоки і долини річки Сакарія. На користь цього припущення свідчить наявність прісноводних і солонуватоводних фацій з віком 14.6 тис. років тому свердловині KS2 (Kerey, 2004).

У пізньоновоєвксинських спорово-пилкових діаграмах пилко широколистяних рослин превалує над пилком хвойних рослин та трав (Bozilova, 1973). Ці діаграми близькі до таких з пізньоольдовикових відкладів Балканського півострова (Bozilova, 1973; Веклич, 1973) і причорноморського ґрунтового горизонту (Іванова, 1966), який сформувався до 10,5 тис. років тому (Іноземцев і др., 1984).

Все це свідчити про те, що клімат був теплішим, ніж в ранньому новоевксині. Рівень пізньоновоєвксинського озера був на 70 м вище рівня ранньоевксинського озера. Берегова лінія проходила в районі сучасної ізобати -37 м 15,5-15,0 тис. років тому і -30 м 11.0-10.0 тис. років тому (Larchenkov, Kadurin, 2011). Відсутність середземноморських організмів однозначно свідчить на користь відсутності зв'язку з Середземним морем. Широке розселення каспійських видів вказує на можливий зв'язок з Каспійським морем, хоча не виключено, що при сприятливих умовах вони могли виходити з резервацій, як було зазначено раніше Л.А. Невеской (1965). Цілком можливо, що каспійські води разом з потужним прісноводним стоком з суші підняли рівень пізньоновоєвксинського озера на 70 м протягом 3-4 тис. років.

У багатьох місцях верхньоновоєвксинські відклади перекриваються торфами з віком приблизно 10 тис. років тому (Балабанов и др., 1981; Янко, Троицкая, 1987) або грубозернистими відкладами. Максимальна глибина залягання торфів не перевищує 50 м. Ці торфи були сформовані в ранньому дріасе (Younger Dryas) близько 10.2 тис. років тому, коли рівень моря знизився до сучасної ізобати близько -55 м.

Верхньоновоєвксинські відклади з розмином, що вказує на регресивну стадію басейну (Larchenkov, Kadurin, 2011), перекриваються голоценовими (бугазькими) відкладами (9.4-8.1 тис. років тому), які містять перших середземноморських іммігрантів серед форамініфер, молюсків і остракод. Бугазькі відклади досить поширені на шельфі Чорного моря глибше ізобати 17 м. Їх потужність зростає від 0,03-0,2 м на схилах підводних каньйонів до 2,5 м на їхньому дні. Бугазькі відклади представлені зеленувато-сірими тонкозернистими пісками або блакитно-сірими глинистими мулами з вмістом CaCO_3 31-36%, $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,5-1,1%. Вони характеризуються рудиментарною шаруватістю, вираженою чергуванням світло-сірих і темно-сірих пошарків товщиною 1-2 мм.

На внутрішньому шельфі серед молюсків домінують *D. polymorpha* з рідкісними *C. edule*. Форамініферовий комплекс включає *M. brotzkajae*, *A. novoeuxinica* і *A. tepida* (до 30 черепашок в зразку) і нагадує сучасний «Dn-Bg» комплекс, поширений сьогодні на глибинах понад 9 м і солоністю близько 14,0 psu в Дніпровсько-Бузькому лимані. Солоність порових вод досягає 15 psu (Копіков, 2007, рис. 3, 4). На зовнішньому шельфі глибше ізобати 40 м серед молюсків керівна роль переходить до *D. rostriformis distincta* (Говберг и др., 1979), але рідкісні *C. edule* також присутні. Кількість видів форамініфер досягає 13, а число їх черепашок збільшується до 7000 екз. / 50 г сухого осаду (рис. 2).

Евригалінний середземноморський вид *A. tepida* домінує. Подібний комплекс «Od-1» (Янко-Номбах, 2007, табл. 1) поширений сьогодні в Одеській затоці із солоністю 13 psu. Це вказує на солонуватоводний / напівморський режим басейну під час накопичення бугазьких шарів.

Палінологічні діаграми з бугазьких відкладів характеризуються різким збільшенням трав (полін, лобода) і хвойних (сосна, ялівець). Серед широколистяних домінують дуб, в'яз, береза і навіть бук, вказуючи на помірний клімат, властивий бореальній екозоні (Комаров та ін., 1979).

Границя між верхньоноевксинськими і бугазькими відкладами чітка і проводиться за появою перших середземноморських іммігрантів серед молюсків, форамініфер і остракод у бугазьких відкладах, однозначно вказуючи на початок середземноморської трансгресії, перетворивши солонуватоводне пізньоноевксинське озеро в полуморський басейн.

Ця трансгресія розпочалася між 9.8 тис. років тому (Шимкус и др., 1977) і 9.5 тис. років тому (Янко, Троицкая, 1987), коли рівень озера і солоність були близько -42 м (Balabanov, 2007) і 7 psu, відповідно. Підвищення рівня моря і солоності не було ні поступовим, ні катастрофічно швидким, а осциляційним, або зворотно-поступовим. Серія низькоамплітудних трансгресивних і регресивних фаз чітко простежується на внутрішньому ПЗШЧМ.

Перша хвиля середземноморської імміграції була слабкою. Вона сповільнювалася і навіть зупинялася протягом колхідської регресії. Реколонізація Чорного моря середземноморською фауною і флорою більш-менш стабілізувалася протягом витязівської трансгресії (друга хвиля імміграції) і досягла максимуму під час каламітської трансгресивної фази (третья хвиля імміграції).

У бугазько-витязівський час море затопило майже всю пізньопліоценову алювіальну терасову рівнину.

Каламітські відклади на внутрішньому шельфі представлені мулами й пісками з переважно горизонтальною слоїстістю. На зовнішньому шельфі вони формують безструктурні і уніформні шари гелеподібних сапропелевидних відкладів з хвилястою поаерхнею незгоди. Серед молюсків *D. polymorpha* зникає і *C. edule* стає рідкісним. З'являється *M. galloprovincialis*, який стає домінуючим в моллюскових оріктоценозах, повсюдно розвинених на шельфі. Вся досліджена фауна вказує на збільшення солоності до 19 psu, перебуваючи в повній згоді з даними по поровій солоності в відкладах (Копіков, 2007, рис. 3, 4).

У каламітських пилкових діаграмах панівна роль переходить до різноманітних широколистяних рослин, в той час як хвойні та трав'янисті рослини відіграють підлеглу роль. Мабуть, відклади цього віку сформувалися в кліматичний оптимум голоцену й відповідають атлантичній кліматичній зоні 7.4 тис. років тому (Комаров, 1979).

У каламітсько-джеметинський час, починаючи приблизно з 7 тис. років тому берегова лінія набула близький до сучасного вигляд і контур,

але море покривало всю сучасну Кілійську частину дельти Дунаю, а в районі сучасної Дністровської банки збереглися виступи суші й можливо існували невеликі острови.

ПЗШЧМ знаходився переважно в лісостеповій зоні, де була добре розвинена гідрографічна мережа та чітко виражений головний вододіл з висотами до 300 м на північному заході і 180-200 м на південному сході, який ділив басейни Дністра і Південного Бугу.

Незначний об'єм середземноморської води увійшов до Чорного моря за першу тисячу років. Потім наповнення басейну Чорного моря середземноморською водою різко збільшилося. Протягом наступних 1400 років солоні води підняли рівень моря до сьогоднішнього, а глибина протоки збільшилася до -100 м. Процес видалення солі з Чорного моря у верхній течії розпочався близько 7200 років тому. Повільне осолонення чорноморської води розпочалося трохи раніше, ніж 9500 років тому, що повністю підтверджується фауністичними даними.

ВИСНОВКИ

Комплексне зіставлення різнопланових даних дозволяє стверджувати таке:

1. Рівень ранньоноевксинського озера становив близько -100 м нижче сучасного. Він піднявся до -39 м нижче сучасного під час пізньоноевксинської трансгресії із Каспійського моря.

2. Новоевксинське озеро ніколи не було прісноводним. Натомість воно було солонуватим (5-12 psu).

3. Новоевксинське озеро було перетворене в Чорне море близько 9,0 ка ВР Середземноморською зворотно-поступальною трансгресією.

4. Зворотно-поступальний характер мала міграція фауни із Середземного моря в Чорне. Перша хвиля міграції середземноморської біоти була слабкою, вона відбулася синхронно з першою (бугазькою) фазою середземноморської трансгресії, потім сповільнилася і навіть зупинилася під час наступної (колхідської) регресивної фази. Більш-менш стабільно реколонізація відбулася під час другої (витязівської) трансгресивної фази та досягла свого максимуму протягом каламітської та джеметинської трансгресивної фази (третья та четверта хвилі міграції).

5. Зворотно-поступальний характер середземноморської трансгресії та реколонізації пізньоноевксинського озера можна чітко простежити лише на внутрішньому шельфі через низьку

амплітуду рівня моря та зміну солоності. З цієї причини ці коливання майже непомітні на зовнішньому шельфі Чорного моря нижче ізобати - 100 м.

Подальша робота націлена на уточнення характеру переходу новоевксинського озера у Чорне море за різних фаціальних умов.

ПОДЯКА

Ця стаття є внеском до проектів INQUA International Focus Group 1709 POCAS «Понто-каспійська стратиграфія та геохронологія» (Ponto-Caspian Stratigraphy and Geochronology), ЮНЕСКО-МГН (Міжнародний союз геологічних наук IUGS)-МКПГ (Міжнародна кореляційна програма з геонаук IGCP) 610 «Від Каспію до Середземномор'я:

зміни навколишнього середовища та реакція людини протягом четвертинного періоду» (From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary) та державних бюджетних тем МОН: № 557 «Теоретичне обґрунтування взаємодії між природою і людським суспільством у північно-західному Причорномор'ї протягом пізнього плейстоцену і голоцену»; № 590 «Розробка прогностичних критеріїв пошуків покладів вуглеводнів в Чорному морі на засадах теорії флюїдогенезу»; № 539 «Вивчити процеси формування та просторового розподілу метану у Чорному морі та теоретично обґрунтувати його вплив на еко- та геосистеми басейну».

REFERENCES

Algan O., Ergin E., Keskin Ö., Gökaşan E., Alpar B., Ongan O., Elmas Kirci-Elmas E., 2007. Sea-level changes during the Late Pleistocene-Holocene on the southern shelves of the Black Sea. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer, pp. 603-631.

Arkhangelsky A. D., Strakhov N. M. 1938. Geological structure and history of the development of the Black Sea. Moscow-Leningrad: Izdatel'stvo AN SSSR, 226 p. (In Russian).

Artyushchenko A.T., Pashkevich G.A., Kareva E.V., 1972. Development of vegetation in the south of Ukraine in Anthropogene according to spore-pollen analysis. *Bulletin of the Commission for the study of the Quaternary period*, no. 39, pp. 82-89. (In Russian).

Balabanov I.P., Kvirkvelia B.D., Ostrovsky A. B., 1981. The latest history of the formation of engineering and geological conditions and the long-term forecast of the coastal zone of the Pitsunda Peninsula. Tbilisi: Mingeo of the USSR, 202 p. (In Russian).

Veklich M.F., Sirenko N.A., 1976. Pliocene and Pleistocene of the left bank of the Lower Dnieper and Plain Crimea. Kiev: Naukova Dumka, 187 p. (In Russian).

Govberg L.I., Kuneva-Abadzhieva V., Dimitrov P., 1979. Stratigraphic complexes of mollusks. In: *Geology and Hydrology of the Western Black Sea*. Sofia: Izdatelstvo Bulg. Acad. Sciences, pp. 72-82. (In Russian).

Gozhik P.F., Karpov V.A., Ivanov V.G., Sibirchenko M.G., 1987. Holocene of the northwestern part of the Black Sea. Kiev: IGS, 43 p. Print of the Institute of Geological Sciences of AS Ukraine 87-42. 43 p. (In Russian).

Algan O., Ergin E., Keskin Ö., Gökaşan E., Alpar B., Ongan O., Elmas Kirci-Elmas E. Sea-level changes during the Late Pleistocene-Holocene on the southern shelves of the Black Sea. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). 2007. Dordrecht: Springer. C. 603-631.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Москва-Ленинград: Изд-во АН СССР. 1938. 226 с.

Артющенко А.Т., Пашкевич Г.А., Карева Е.В. Развитие растительности юга Украины в антропогене по данным споро-пыльцевого анализа. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. 1972. № 39. С. 82-89.

Балабанов И.П., Квирквелия Б.Д., Островский А.Б. Новейшая история формирования инженерно-геологических условий и долгосрочный прогноз береговой зоны полуострова Пицунда. Тбилиси: Мингео СССР. 1981. 202 с.

Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Плиоцен и плейстоцен левобережья Нижнего Днепра и Равнинного Крыма. Киев: Наук. думка. 1976. 187 с.

Говберг Л. И., Кунева-Абаджиева В., Димитров П. Стратиграфические комплексы моллюсков. *Геология и гидрология западной части Черного моря*. София: Болг. акад. наук, 1979. С. 72-82.

Гожик П.Ф., Карпов В.А., Иванов В.Г., Сибирченко М.Г. Голоцен северо-западной части Черного моря. АН УССР, Ин-т геол. Наук АН УССР, 1987. Препринт 87-42. 43 с.

- Zhamoyda A.I., 2004. Problems of the International (General) Stratigraphic scale and its improvement. *Stratigrafia. Geologicheskaya korrelyatsiya*, v. 12, no 4, pp. 3-13. (In Russian).
- Ivanova I.K., 1966. Stratigraphy of the Upper Pleistocene of Middle and Eastern Europe by loess. In: *Stratigraphy and Absolute Geochronology of the Upper Pleistocene*. Moscow: Nauka, pp. 32-66. (In Russian).
- Inozemtsev Yu.I., Lutsiv E.V., Sobotovitch N.N. et al., 1984. Geochronology and facies complexes of the Holocene of the Black Sea region. *Studying the geological history and processes of modern sedimentation of the Black and Baltic Seas* Kiev: Naukova Dumka, Part 1, pp. 103-113. (In Russian).
- Ishchenko L.V., 1972. Regularities of distribution of terrigenous components of bottom sediments of the upper part of the northwest shelf of the Black Sea. Abstract diss. ... kandidat of geological-mineralogical sciences. Moscow, 26 p. (In Russian).
- Komarov A.V., Bozhilova V.M., Filipova M., Udintseva O.G., 1979. Palynological spectra and their stratigraphic interpretation *Геология и гидрология западной части Черного моря*. София: Болг. акад. наук, 1979. Pp. 85-91.
- Malovitsky Ya. P., Ivanov K.M., Aksenov A.A. et al., 1979 (Ed). *Geology and Hydrology of the Western Black Sea*. Sofia: Bulgarian Academy of Sciences, 292 p. (In Russian).
- Neveskaya L.A. Late Quaternary bivalves of the Black Sea, their taxonomy and ecology. *Proceedings of the Paleontological Institute of the Academy of Sciences of the USSR*, v. 105, pp. 3-39. (In Russian).
- Fedorov P.V., 1988. The problem of changes in the Black Sea level in the Pleistocene. *Bulleten Moskovskogo Obschestva Ispytateley Prirody. Geol. Branch*, v. 63, pp. 55-61. (In Russian).
- Shimkus K.M., Komarov N.V., Grakova I.V., 1977. On the stratigraphy of deep-sea upper Quaternary sediments of the Black Sea. *Oceanology*, iss. 18, no. 4, pp. 675-678. (In Russian).
- Shnyukov E.F. (Ed), 1985. *Geology of the shelf of the Ukrainian SSR: Lithology*. Kiev: Naukova Dumka, 190 p. (In Russian).
- Shcherbakov F.A., Kuprin P.N., Potapova L.I., 1978. *Sedimentation on the continental edge of the Black Sea*. Moscow: Nauka, 210 p. (In Russian).
- Yanina T.A., 2012. Neopleistocene of the Ponto-Caspian: biostratigraphy, paleogeography, correlation. *Izdatelstvo Moskovskogo gosudarstvennogo universiteta*, 262 p. (In Russian).
- Yanko V.V., 1989. Quaternary foraminifers of the Ponto-Caspian (Black, Azov, Caspian and Aral seas: taxonomy, biostratigraphy, development history, ecology. *Жамойда А. И. Проблемы Международной (общей) стратиграфической шкалы и ее совершенствование. Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2004. Т. 12. № 4. С. 3-13.
- Иванова И.К. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по лёссам. *Стратиграфия и абсолютная геохронология верхнего плейстоцена*. Москва: Наука. 1966. С. 32-66.
- Иноземцев Ю. И., Луцив Е. В., Соботович Н. Н. и др. Геохронология и фациальные комплексы голоцена Черноморской области. *Изучение геологической истории и процессов современного осадконакопления Черного и Балтийского морей*. Киев: Наук. думка, 1984. Ч. 1. С. 103-113.
- Ищенко Л. В. Закономерности распределения терригенных компонентов донных отложений верхней части северо-западного шельфа Черного моря: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Одесса: Одес. гос. ун-т, 1972. 26 с.
- Комаров А.В., Божилова У.М., Филипова М., Удинцева О.Г. Палинологические спектры и их стратиграфическая интерпретация. *Геология и гидрология западной части Черного моря*. София: Болг. акад. наук, 1979. С. 85-91.
- Маловицкий Я.П., Иванов К.М., Аксенов А.А. и др. (ред). *Геология и гидрология западной части Черного моря*. София: Болг. АН. 1979. 292 с.
- Невесская Л.А. Позднечетвертичные двухстворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. *Труды Палеонтологического ин-та АН СССР*. 1965. Т. 105. С. 3-391.
- Федоров П.В. Проблема изменений уровня Черного моря в плейстоцене. *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1988. Т. 63. № 4. С. 55-61.
- Шимкус К.М., Комаров Н.В., Гракова И.В. К стратиграфии глубоководных верхнечетвертичных осадков Черного моря. *Океанология*. 1977, Вып. 18. № 4. С. 675-678.
- Шнюков Е.Ф. (Ред.). *Геология шельфа УССР: Литология*. Киев: Наук. Думка, 1985. 190 с.
- Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. *Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря*. Москва: Наука, 1978. 210 с.
- Янина Т.А. *Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция*. Москва: Изд-во МГУ, 2012. 262 с.
- Янко В. В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия (Черное, Азовское, Каспийское и Аральское моря: таксономия, биостратиграфия, история разви-

Diss.doctor of geological-mineralogical sciences. Moscow, 1000 p. (In Russian).

Yanko V.V., Troitskaya T.S., 1987. Late Quaternary foraminifera of the Black Sea. Moscow: Nauka, 111 p. (In Russian).

Aksu A.E., Hiscott R.N., Mudie P.J., Rochon A., Kaminski M. A., Abrajano T., Yaşar D., 2002. Persistent Holocene outflow from the Black Sea to the Eastern Mediterranean contradicts Noah's Flood hypothesis. *GSA Today*, v. 12, iss. 5, pp. 4–10. (In English).

Balabanov I. P., 2007. Holocene sea-level changes of the Black Sea. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer, pp. 711-730.

Bozilova E., 1973. Correlation of the vegetational development and climatic changes in the Rila and Pirin mountains in the Late Glacial and Post Glacial time, In Jordanov D, Bondev I, Kozuharov S et al. (Eds.). *Problems of Balkan flora and vegetation. Proceedings of the First International Symposium on Balkan Flora and Vegetation*, June 7–14, 1973, Varna Pensoft, Sofia, pp. 64–71. (In English).

Çağatay M. N., 2003. Chronostratigraphy and sedimentology of the Marmara Sea over the last 40 kyrs. *Geophysical Research Abstracts*, no. 5, p. 01883.

Dolukhanov P., Kadurin S., Larchenkov E. Dynamics of the coastal North Black Sea area in Late Pleistocene and Holocene and early human dispersal. *Quaternary International*, 2009, vol. 197, no 1, 2. Pp. 27-34.

Esin N.V., Yanko-Hombach (also Yanko) V., Kukleva O.N., 2010. Mathematical model of the Late Pleistocene and Holocene transgressions of the Black Sea. *Quaternary International*, v. 225, no 2, pp. 180-190.

Filipova-Marinova M., 2007. Archaeological and paleontological evidence of climate dynamics, sealevel change, and coastline migration in the Bulgarian sector of the Circum-Pontic region In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer, pp. 453-481.

Görür N., Çağatay M. N., Emre Ö. et al., 2001. Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth? *Marine Geology*, no 176, pp. 65-73. (In English).

Kerey I.E., Meric E., Tunoğlu C., Kelling G., Brenner R.L., Doğan A.U., 2004. Black Sea–Marmara Sea Quaternary connections: new data from the Bosphorus, Istanbul, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, no 204, pp. 277-295. (In English).

Konikov E., 2007. Sea-level fluctuations and coastline migration in the Northwestern Black Sea area over the last 18 ky based on high-resolution lithological-genetic analysis of sediment architecture In: *The Black Sea*

тия, экология: Доктор. дис. Москва, 1989. 1000 с.

Янко В.В., Троицкая Т.С. Позднечетвертичные фораминиферы Черного моря. Moscow: Наука, 1987. 111 с.

Aksu A. E., Hiscott R. N., Mudie P. J., Rochon A., Kaminski M. A., Abrajano T., Yaşar D. Persistent Holocene outflow from the Black Sea to the Eastern Mediterranean contradicts Noah's Flood hypothesis. *GSA Today*. 2002. Т. 5. № 12. P. 4–10.

Balabanov I.P. Holocene sea-level changes of the Black Sea. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer, 2007. P. 711-730.

Bozilova E. Correlation of the vegetational development and climatic changes in the Rila and Pirin mountains in the Late Glacial and Post Glacial time. *Proceedings of the First International Symposium on Balkan Flora and Vegetation*, June 7–14, 1973, Varna Pensoft, Sofia. Jordanov D, Bondev I, Kozuharov S et al. (Eds.). *Problems of Balkan flora and vegetation*, 1975. P. 64–71.

Çağatay M. N. Chronostratigraphy and sedimentology of the Marmara Sea over the last 40 kyrs. *Geophysical Research Abstracts*. 2003. № 5. P. 01883.

Dolukhanov P., Kadurin S., Larchenkov E. Dynamics of the coastal North Black Sea area in Late Pleistocene and Holocene and early human dispersal. *Quaternary International*. 2009. Vol. 197, No 1, 2. Pp. 27-34.

Esin N.V., Yanko-Hombach (also Yanko) V., Kukleva O.N. Mathematical model of the Late Pleistocene and Holocene transgressions of the Black Sea. *Quaternary International*. 2010. Т. 225. № 2. Pp. 180-190.

Filipova-Marinova M. Archaeological and paleontological evidence of climate dynamics, sealevel change, and coastline migration in the Bulgarian sector of the Circum-Pontic region. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer. 2007. Pp. 453-481.

Görür N., Çağatay M. N., Emre Ö. et al. Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth? *Marine Geology*. 2001. № 176. Pp. 65-73.

Kerey I.E., Meric E., Tunoğlu C., Kelling G., Brenner R.L., Doğan A.U. Black Sea–Marmara Sea Quaternary connections: new data from the Bosphorus, Istanbul, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. № 204. P. 277-295.

Konikov E. Sea-level fluctuations and coastline migration in the Northwestern Black Sea area over the last 18 ky based on high-resolution lithological-genetic analysis of sediment architecture. In: *The Black Sea*

Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer, pp. 405-435.

Larchenkov E., Kadurin S., 2011. Paleogeography of the Pontic Lowland and northwestern Black Sea shelf for the past 25 k.y. In: *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis*, I. Buynevich, V. Yanko-Hombach (also Yanko), A. Gilbert, R. Martin (Eds.). GSA Special Paper, USA, Colorado, no 473, pp. 71-88.

Lericolais G., 2017. Late Pleistocene environmental factors defining the Black Sea, and submerged landscapes of the western continental shelf. In: *Quaternary Palaeoenvironments of the European Continental Shelf: Environments for occupation and conditions for survival or destruction of submerged prehistoric deposits*, Flemming F., Harff J., Moura D. (Eds.). Chichester, UK: Wiley-Blackwell, pp. 479-496.

Mudie P.J., Yanko-Hombach V., Kadurin S. The Black Sea dating game and Holocene marine transgression. *Open Journal of Marine Science*, no 4, pp. 1-7.

Nicholas W.A., Chivas A.R., Murray-Wallace C.V., Fink, D., 2011. Prompt transgression and gradual salinisation of the Black Sea during the early Holocene constrained by amino acid racemization and radiocarbon dating. *Quaternary Science Review*, no 30, pp. 3769-3790.

Ryan W. B. F., 2007. Status of the Black Sea flood hypothesis. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer, pp. 63-88. (In English).

Ryan W.B.F., Pitman W.C.III, Major C.O., Shimkus K., Maskalenko V., Jones G.A., Dimitrov, P., Görür N., Sakiñç M., Yüce H., 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*, no 138, pp. 119-126.

Yanchilina A.G., Ryan W.B.F., McManus F., Dimitrov P., Dimitrov D., Slavova K., Filipova-Marinova, 2017. Compilation of geophysical, geochronological, and geochemical evidence indicates a rapid Mediterranean-derived submergence of the Black Sea's shelf and subsequent substantial salinification in the early Holocene. *Marine Geology*, no 38, pp. 14-34.

Yanko, V. 1990. Stratigraphy and palaeogeography of marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR. *Mem.Soc. Geol. Ital.*, vol. 44, pp. 167-187.

Yanko-Hombach (also Yanko) V., Mudie P.J., Kadurin S., Larchenkov E., 2014. Holocene marine transgression in the Black Sea: New evidence from the northwestern Black Sea shelf. *Quaternary International*, no 345, pp. 100-118.

Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer. 2007. Pp. 405-435.

Larchenkov E., Kadurin S. Paleogeography of the Pontic Lowland and northwestern Black Sea shelf for the past 25 k.y. *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer. 2007. Pp. 71-88.

Lericolais, G. Late Pleistocene environmental factors defining the Black Sea, and submerged landscapes of the western continental shelf. In: *Quaternary Palaeoenvironments of the European Continental Shelf: Environments for occupation and conditions for survival or destruction of submerged prehistoric deposits*, Flemming F., Harff J., Moura D. (Eds.). Chichester, UK: Wiley-Blackwell. 2017. Pp. 479-496.

Mudie P.J., Yanko-Hombach V., Kadurin S. The Black Sea dating game and Holocene marine transgression. *Open Journal of Marine Science*. 2014. № 4. Pp. 1-7.

Nicholas W.A., Chivas A.R., Murray-Wallace C.V., Fink, D. Prompt transgression and gradual salinisation of the Black Sea during the early Holocene constrained by amino acid racemization and radiocarbon dating. *Quaternary Science Review*. 2011. № 30. Pp. 3769-3790.

Ryan W. B. F. Status of the Black Sea flood hypothesis. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer.. 2007. Pp. 63-88.

Ryan W.B.F., Pitman W.C.III, Major C.O., Shimkus K., Maskalenko V., Jones G.A., Dimitrov, P., Görür N., Sakiñç M., Yüce H. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*. 1997. № 138. Pp. 119-126.

Yanchilina A.G., Ryan W.B.F., McManus F., Dimitrov P., Dimitrov D., Slavova K., Filipova-Marinova M. Compilation of geophysical, geochronological, and geochemical evidence indicates a rapid Mediterranean-derived submergence of the Black Sea's shelf and subsequent substantial salinification in the early Holocene. *Marine Geology*. 2017. № 383. Pp. 14-34.

Yanko, V. Stratigraphy and palaeogeography of marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR. *Mem.Soc. Geol. Ital.* 1990. T. 44. Pp. 167-187.

Yanko-Hombach (also Yanko) V., Mudie P.J., Kadurin S., Larchenkov E. Holocene marine transgression in the Black Sea: New evidence from the northwestern Black Sea shelf. *Quaternary International*. 2014. № 345. Pp. 100-118.

Yanko-Hombach (also Yanko) V., 2007a. Controversy over Noah's Flood in the Black Sea: geological and foraminiferal evidence from the shelf. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer, pp. 149-203.

Yanko-Hombach (also Yanko) V., 2007b. Table of Radiocarbon Dates from USSR and non-USSR Sources. The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov P. (Eds.). Dordrecht: Springer, pp. 861-877.

Yanko-Hombach (also Yanko) V., Schnyukov E., Pasyukov A. et al., 2017. Late Pleistocene-Holocene Environmental Factors Defining the Azov-Black Sea Basin, and the Identification of Potential Sample Areas for Seabed Prehistoric Site Prospecting and Landscape Exploration on the Black Sea Continental Shelf. In: *Quaternary Palaeoenvironments of the European Continental Shelf: Environments for occupation and conditions for survival or destruction of submerged prehistoric deposits*, Flemming F., Harff J., Moura D. (Eds.). Chichester, UK: Wiley-Blackwell, pp. 431-478.

Yanko-Hombach (also Yanko) V. Controversy over Noah's Flood in the Black Sea: geological and foraminiferal evidence from the shelf. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach (also Yanko) V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov Pp. (Eds.). Dordrecht: Springer, 2007a. P. 149-203.

Yanko-Hombach (also Yanko) V. Table of Radiocarbon Dates from USSR and non-USSR Sources. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Yanko-Hombach V., Gilbert A. S., Panin N., Dolukhanov Pp. (Eds.). Dordrecht: Springer. 2007b. P. 861-877.

Yanko-Hombach (also Yanko) V., Schnyukov E., Pasyukov A. et al. Late Pleistocene-Holocene Environmental Factors Defining the Azov-Black Sea Basin, and the Identification of Potential Sample Areas for Seabed Prehistoric Site Prospecting and Landscape Exploration on the Black Sea Continental Shelf. In: *Quaternary Palaeoenvironments of the European Continental Shelf: Environments for occupation and conditions for survival or destruction of submerged prehistoric deposits*, Flemming F., Harff J., Moura D. (Eds.). Chichester, UK: Wiley-Blackwell. 2017. Pp. 431-478.

Manuscript received September 27, 2019;
revision accepted November 01, 2019

Одеський національний університет
ім. І.І. Мечникова

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ

В.В. Янко, Т.О. Кондарюк, С.В. Кадури

В статье приведены результаты исследования истории геологического развития северо-западного шельфа Черного моря в позднем неоплейстоцене-голоцене. Основная цель работы - реконструкция возраста, характера трансформации и изменения солености Черного моря на границе позднего неоплейстоцена и голоцена по данным палеонтологического (фораминиферы, остракоды, моллюски) и литологического анализа донных отложений. Материал для исследований собран в процессе крупно и средне масштабной геологической съемки северо-западного шельфа Черного моря. Изучены архивные и опубликованные материалы на украинском, английском и русском языках. Полученная информация укомплектована в соответствующие электронные банки данных для их последующего использования в палеоокеанографических реконструкции и обобщениях. Комплексное сопоставление разноплановых данных позволило сделать следующие основные выводы. Уровень ранненовоевксинского озера был порядка -100 м ниже современного. Он поднялся до -39 м ниже современного во время поздненовоевксинской трансгрессии из Каспийского моря. Новоевксинское озеро никогда не было пресноводным. Вместо этого оно был солоноватоводным (5-12 psu). Трансформация озера в Черное море произошла около 9,0 ka BP в результате средиземноморской трансгрессии, которая была прогрессивно постепенной с осцилляциями уровня Черного моря, но ни в коем случае быстрой и тем более катастрофической. Первая волна средиземноморской миграции была слабой, она состоялась синхронно с первой (бугазской) фазой средиземноморской трансгрессии. Эта трансгрессия замедлилась и даже остановилась во время следующей (колхидской) регрессивной фазы, более или менее стабилизировалась во время второй (витязевской) трансгрессивной фазы и достигла своего максимума во время каламитской и джеметинской трансгрессивных фаз (третья и четвертая волна миграции). Колебательный характер средиземноморской трансгрессии и реколонизация поздненовоевксинского озера можно четко проследить только на внутреннем шельфе из-за низкой амплитуды изменения уровня моря и солености. По этой причине эти колебания почти незаметны на внешнем шельфе Черного моря ниже изобаты -100 м.

Ключевые слова: трансгрессия, регрессия, реколонизация, соленость, уровень моря, биота.