

УДК 551.782.1(477.7+477.9)

О.В. Бондар
ПАЛЕОЕКОЛОГІЧНИЙ АСПЕКТ ВИВЧЕННЯ ФАУНИ ОСТРАКОД СЕРЕДЬОГО
ТА РАНЬОГО МІОЦЕНУ ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ

O.V. Bondar
PALEOECOLOGICAL ASPECT OF STUDY OF MIDDLE-LATE MIOCENE OSTRACODS
OF SOUTHERN UKRAINE

Изучение распространения остракод и их экологии в среднем-верхнем миоцене Южной Украины позволило воссоздать физико-географические условия их существования, а также определить воздействие окружающей среды на развитие и изменения в структуре их сообществ. Установлено, что наиболее многочисленные сообщества остракод приурочены к отложениям сублиторальной зоны, которая характеризовалась спокойным гидродинамическим режимом, насыщенной кислородом водой, песчано-глинистым субстратом дна.

Ключевые слова: остракоды, средний-верхний миоцен, Южная Украина, палеоэкология, палеогеография.

The distribution and sedimentary context of Ostracoda in the middle-late Miocene sequence of Southern Ukraine enable the physical-geographical reconstruction of habitats and from this the determination of the environmental conditions that governed growth and change in the community structure. The most numerous ostracod communities occur in sublittoral sediments that were characterized by quiet hydrodynamic regime, aerated water, and sandy-clayey substrate.

ВСТУП

Основи уявлень щодо палеобіономії та палеогеографії міоценових басейнів Східного Паратетиса висвітлено у ряді узагальнюючих робіт [6-8, 14, 20, 28, 34 та ін.]. Відомі палеоекологічні праці по остракодах середнього-верхнього міоцену охоплюють здебільшого територію Північного Причорномор'я і південного схилу Українського щита [9, 15, 16, 21-25] та містять іноді досить загальні нечисленні відомості Рівнинного Криму [29]. Аналіз екологічних груп остракод з різних стратиграфічних рівнів дозволив нам зробити висновки про солоність та температурний режим, коливання глибин морських басейнів Південної України, їх зв'язки з суміжними палеоморями.

МАТЕРІАЛИ

Матеріалом для проведених досліджень були викопні рештки остракод зі зразків міоценових відкладів, які відібрані з 46 свердловин, пробурених у Північному Причорномор'ї, Рівнинному Криму і на Керченському п-ові, та з 14 природних відслонень, розташованих на південному схилі Українського щита, у Південно-Західному Криму і на Керченському п-ові.

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ОБГОВОРЕННЯ

Розвиток міоценових морів Північного Причорномор'я та Криму в цілому відображав загальний шлях еволюції Східного Паратетиса. Найважливішими факторами, що визначали екологію та палеогеографію Евксино-Каспію в окремі інтервали часу, були тектогенез гірських споруд Аль-

пійського складчастого поясу, глобальні евстатичні явища та клімат.

Передчокракський тектогенез у Центральному Передкавказзі [19] сприяв встановленню континентального режиму на територіях Північного Причорномор'я, Західного та Центрального Передкавказзя [1].

Чокракський басейн Рівнинного Криму характеризувався невеликими глибинами (верхня сублитораль). Він деякою мірою повторював контури тарханського моря. Біономічні умови басейну дещо відрізнялися в його окремих районах.

Частина акваторії, що була приурочена до Південно-Західного Криму (п-ів Гераклея), характеризувалася досить великою солоністю, яка сприяла розвитку нормально-морських форм остракод: *Eocytheropteron inflatum* Schn., *Trachyleberis tschokrakensis* (Schn.), *T. miocenica* Schn., *Triebebelina raripila* (Mull.) та ін. Поряд з ними на мулистопіщаному біотопі існували форамініфери (нубекулярії, міліоліди, ельфідіуми, необуліміни) та велика кількість морських їжаків [3]. Температура придонних вод наближалася до 20°C.

Частина чокракського моря, що була розташована у центральній частині Сімферопольського підняття, мала схожі з наведеними вище біономічні умови, про що свідчить наявність в комплексах видів остракод, які є добрими індикаторами екологічних обстановок. Так, відомо, що сучасні представники *Triebebelina raripila* (Mull.) мешкають в субтропічних водах Середземного моря в зоні розвитку коралових рифів, найчастіше обирають мілководні умови та піщаний субстрат, вкритий *Posidonia* та детритом

водоростей [36]. Таким чином, чокракське море в межах даної ділянки характеризувалося прибережними умовами – глибини не перевищували позначок нижньої-середньої субліторалі. Про це свідчить родовий склад остракод, масивність їх стулок, а також наявність іншої фауни (морські їжаки, ельфідіїди). Солоність басейну була близькою до нормальної, що сприяло розвитку стеногалінної остракодової фауни (*Triebelina raripila* (Mull.), *Aurila convexa* (Baird), *Eocytheropteron inflatum* Schn., *Cytheretta ornamentata* Vor.). Температура придонних вод не опускалася нижче 20°C. Газовий режим був сприятливим для життя різних організмів – остракод, мховаток, морських їжаків та ін.

У районі Присивашся серед мікрофауни спостерігалися переважно *Xestoleberis* та *Loxosconcha*, зовнішній вигляд яких вказує на прибережно-мілководні умови. Формування біоценозів відбувалося на карбонатному дещо мулистому субстраті при відносно спокійному гідродинамічному режимі. Температура придонних вод сягала до 20°C. Солоність, враховуючи відсутність полігалінних елементів, була меншою, ніж у Південно-Західному Криму та центральній частині Сімферопольського підняття.

В Індольській западині остракоди були обмежено розповсюджені, комплекси склалися з поодиноких морських *Cytheridea mulleri* (Munst.), які мешкали на мулисто-алевритовому, мулисто-детритовому субстраті в умовах мілководдя, доброї прогрітості придонних вод (від 12 до 15°C) та їх насиченості карбонатом кальцію.

Слід відмітити, що палеонтологічних даних, які б підтверджували зв'язок Східного та Західного Паратетіса в ранньобаденсько-чокракський час, до сих пір не було [6, 7]. Однак знахідки стеногалінно-морських форм *Triebelina raripila* (Mull.), *Aurila convexa* (Baird), загальних для названих басейнів, дозволяють припускати ймовірність їх сполучення на початку середнього міоцену.

У караганський час завдяки зростанню меж Північно-Західного Кавказу [35] на території Східного Паратетіса поширилась наступна трансгресія [1].

Склад караганської біоти був дуже збіднений. Практично повсюдно, за винятком найбільш глибоких місць, формувались мономорфні спаніодонтові ценози [34]. За даними Ю.Б. Люльєва [24], сольовий режим вод північно-причорноморської ділянки караганського моря відрізнявся від нормально-морського. Представники родів *Ilyocypris*, *Limnocythere*, *Darwinula* були мешканцями прісноводних водоймищ. Таким чином, склад остракод цієї частини караганського басейну більше вказує на солонуватоводне середовище мешкання даної

групи фауни, але наявність у великій кількості ультрагалінних представників *Eucypris* ex gr. *inflata* (Sars) припускає існування переосолонених ділянок у крайових частинах караганського моря (зокрема, в районі Каховського водосховища). Загальний склад остракодових асоціацій свідчить про незначні глибини караганського басейну, що сприяло доброму прогріванню вод.

У Криму караганське море займало значно більшу площу, ніж у чокракський час. Найбільш глибоководні його ділянки розташувалися на Керченському п-ові, в Індольській западині та західній периферії Альмінської. Біономічні умови останньої дозволили остракодам вибрати її води при становищем свого існування, в той час як інші ділянки залишилися мікрофауністично не охарактеризованими. Отже, в межах Альмінського району глибина моря коливалася в межах 15,0-20,0 м. Солоність суттєво відрізнялася від нормально-морської, про що свідчить наявність у комплексах евригалінних *Cyprideis*, *Neocyprideis* (*Miocyprideis*), а також *Loxosconca truncata* Schn., *Leptocythere karaganica* Vor. Формування даного ценозу відбувалося на піщано-детритовому субстраті.

В межах верхньої-середньої субліторалі в районі Сімферопольського підняття при достатньо спокійній гідродинаміці існувала практично мономорфна асоціація з *Loxosconcha*, яку доповнювали поодинокі пригнічені *Pseudobythocythere* ex gr. *dromas* (Schn.). Склад комплексу свідчить про відхилення від норми солоності в бік опріснення цієї ділянки караганського басейну.

Караганський та конкський етапи розвитку Причорноморського прогину, згідно з даними А.В. Чекунова та ін. [35], склали єдиний трансгресивно-регресивний цикл, загальний план якого порушився у конкський час короткочасною трансгресією, викликаною зростанням Східних Карпат у пізньому баденії. В результаті цієї трансгресії територію півдня України зайняв нормально-морський конкський басейн, солоність якого була дещо зниженою на початку і кінці його існування. Біономічні умови моря відрізнялися для різних районів даного регіону.

Просторове розповсюдження остракодової фауни ілюструє біономічні особливості картвельського басейну в межах досліджуваного регіону. Солоність конкського моря відтоді почала підвищуватися. Більшу частину території у ранньоконкський час займало мілководне море з мінімальними відмітками глибин у районі Сімферопольського підняття, де на піщано-детритових та черепашково-детритових ґрунтах формувались полігалінні комплекси остра-

код з *Aurila mehesi* (Zal.), *Xestoleberis* aff. *fuscomaculata* Mull., *Cytherois gracilis* Schn та ін.

Ділянки, що розташувалися на захід та схід від підняття, мали дещо більші глибини, які не перевищували позначок середньої частини субліторалі. Загальне поглиблення конкського моря, зокрема картвельського, відбувалося в бік Індольського прогину. В пограничній зоні Центрального та Північного районів Криму – на північному схилі Сімферопольського підняття, в умовах спокійної гідродинаміки на мулистодетритовому субстраті формувалась тонкостінна тендітна фауна остракод. Солоність в межах цієї території дещо відрізнялася від нормальної в бік зниження, на що вказують знахідки евригалінного *Cyprideis torosa* (Jones), а також солонуватоводних *Cyclocypris minimus* Vor., *Loxococoncha truncata* Schn. Наявність численних кременистих організмів (діатомей, радіолярій, губок) свідчить про більш холодний температурний режим картвельського моря [11], на відміну від тарханського та сартаганського басейнів.

Найбільш глибоководні ділянки картвельського моря були розташовані в районі Акманайського перешийка, де глибини коливалися в межах нижньої субліторалі – верхньої псевдоабісали через приуроченість даної площі до тектонічно нестабільного Індольського прогину. В межах цього району локально існували більш мілководні умови, в яких при дещо іншій, ніж нормальна, солоності мешкали численні представники відносно стеногалінних *Mediocytherideis inflata* Schn., *Cytherois gracilis* Schn., евригалінних *Loxococoncha* (*L. laevatulula* Liv., *L. complicata* Schn. та ін.), а також солонуватоводного *Candona* sp., juv. (syn.: *Candoniella favosa* Schn.) Ступінь збереженості черепашок остракод, а також товщина їх стулок вказують на спокійну гідродинаміку цієї ділянки картвельського моря.

Впродовж сартаганського часу існувало мілке тепле море із рухомим водним середовищем, що забезпечувало нормальний газовий режим. Глибини, в основному не перевищували нижньої межі літоралі, про що свідчить вигляд мікрофауни (масивні стулки з грубою скульптурою): *Aurila*, *Xestoleberis*, *Trachyleberis* та ін. Температура води у сартаганському басейні, беручи до уваги присутність у комплексах теплолюбних остракод роду *Aglajocypris*, а також представників інших груп фауни (нубекулярій, спіролін, борелісів, морських їжаків), перевищувала 20°C. Остракоди дають можливість встановити в сартаганському морі зміну сольового режиму. Розвиток *Cytheridea mulleri* (Munst.), *Trachyleberis semiornata* (Lul.), *T. baturini* Schn., *Loxococoncha* ex gr. *carinata* Schn., *Paracytheridea reussi* Schn., *Aurila*

notata (Reuss), *A. mehesi* (Zal.) та ін., а також морських їжаків свідчить про існування у цей час повносолонного морського басейну.

Дещо більшими глибинами відрізнявся район Акманайського перешийку, для якого була типовою недостатня вертикальна циркуляція водних мас та активізація процесів анаеробіозу мулів, що спричинило зараження сірководнем придонних шарів. На це вказує відносна бідність складу остракод (порівняно з іншими ділянками) сартаганського моря, а також наявність в осадах піриту у вигляді кристалів, зростків та псевдоморфоз по черепашках птеропод, форамініфер, радіолярій тощо. Загалом, для конкського моря був характерним підвищений вміст кременевої кислоти, що стало сприятливим чинником для розвитку радіолярій, губок, діатомей [2, 17].

В результаті регресії у кінці конкського часу нормально-морські умови змінилися солонуватоводними. Веселянське море було теплим, мілким та нерівномірно солоним у часі, на що вказує чергування у відповідних осадах прошарків з фауною та без неї. Такий розподіл фауни у розрізі свідчить про нестабільні екологічні та палеогеографічні умови пізньоконкського басейну, зокрема про короточасну інгресію наприкінці веселянського часу, що узгоджується з даними інших дослідників [12]. На початку пізньої конки існували досить різноманітні фауністичні комплекси, що можна пояснити зв'язком конкського та пізньобаденського басейнів, який тривав з сартаганського часу, але при цьому інтенсивно скорочувався. Його максимальне зменшення відбулося, ймовірно, в середині веселянського часу, що викликало біотичну кризу. Короточасне відновлення палеогеографічного зв'язку обох басейнів наприкінці пізньої конки сприяло новому сплеску різноманітності морської остракодової фауни: *Aurila mehesi* (Zal.), *A. notata* (Reuss), *A. buglovensis* (Schn.), *Trachyleberis* cf. *dogeli* Schn., *Neocyprideis* (*Miocyprideis*) *elongata* Jiricek та ін.

Формування сарматського моря, одного з найбільших в міоценовій історії Паратетіса, відбулося на фоні посилення орогенних рухів Гірського Криму, Східних Карпат, Кавказу та Балкан [35]. Складність гідрохімічного режиму сарматського моря була зумовлена періодичними відновленнями зв'язку практично замкненого напівморського басейну зі Світовим океаном [28]. Про це свідчать численні дані про присутність у відкладах сармату планктонної фауни та флори [1, 10, 27].

Ранньосарматський басейн Криму характеризувався невеликими глибинами в межах середньої-верхньої субліторалі. В його мілководній зоні на

мулисто-детритовому субстраті мешкали морські остракоди родів *Aurila* (*A. sarmatica* (Zal.), *A. notata* (Reuss), *A. laevis* (Schn.), *A. bosporica* Pist., *A. crimica* Pist.), *Loxococoncha* (*L. subcrassula* Suz., *L. impressa* Brady, *L. aff. viridis* (Mull.)), *Leptocythere* (*L. zeivensis* Vor., *L. mironovi* (Schn.), *L. scabrida* Suz.), *Cytherois* (*C. gracilis* Schn.). Максимально глибокі ділянки (нижня сублітораль) були приурочені до Індольського прогину, де домінували представники роду *Leptocythere* (*L. mironovi* (Schn.), *L. stabilis* (Schn.), *L. zeivensis* Vor.). Слабка рухливість водних мас та мулистий характер субстрату сприяли збереженню дефіциту кисню у придонних шарах, що призводило до деякого збіднення остракодових ценозів. Температура водних мас тут не перевищувала 15°C, а на мілководних ділянках та поверхні регулювалася помірно-морським, близьким до субтропічного кліматом [4, 18]. Солоність ранньосарматського моря в збруцький час була дещо нижчою, ніж у кужорський. Про це свідчить збільшення в комплексах збруцького моря представників евригалінного роду *Cyprideis* (*C. torosa* (Jones), *C. heterostigma* (Reuss)).

Середньосарматський басейн на початку існування за своїми біономічними параметрами був близький до попереднього, відрізняючись дещо меншими глибинами. На це вказує більш масовий розвиток фауни остракод мілководного шельфу.

Найпомітніші зміни екології басейну відбулися у василівський час. Практично повсюди, за винятком деяких районів Присивашся, Приазов'я та Індольського прогину, існувало мілке тепле море з активною гідродинамікою, в якому на мулисто- та піщано-детритовому субстраті масово розвивалася фауна остракод, яка тут зазнала максимальної видової різноманітності. З середини цього часу розпочалася ксеротермізація клімату, відбулися скорочення річкового стоку та надходження середземноморських вод, що сприяло значному підвищенню солоності василівського моря [4, 5] та розвитку таких морських організмів, як остракоди, нубекулярії, нанопланктон [1], багрянці та діатомові водорості тощо [33]. Слід зазначити, що присутність нубекулярій також вказує на температуру придонних вод понад 20°C, що цілком збігається з уявленнями про теплий клімат середнього сармату [4]. На глибоководних ділянках василівського моря в межах Приазов'я та Індольського прогину зберігалися риси схожості з попереднім, новомосковським, але солоність була вищою. Про це свідчить більш широкий розвиток морських видів остракод (*Aurila angularis* (Schn.), *A. sarmatica* (Zal.), *A. notata* (Reuss), *A. mehesi* (Zal.), *Loxococoncha aff. viridis* (Mull.), *Cytherois ex gr. gracilis* Schn. та ін.).

З початку дніпропетровського і до кінця херсонського часу у Північному Причорномор'ї та Криму встановилися прибережно-мілководні умови. Водобмін між різними ділянками моря був нестабільним та постійно порушувався [5]. Аридизація клімату і, як наслідок, переосолонення [4] викликали збіднення біоти. Розвиток у кінці середнього сармату отримала лише незначна частина видів остракод.

Екологія херсонського моря, яка формувалася під час порушення зв'язку Східного Паратетіса зі Світовим океаном, була максимально несприятливою для розвитку остракод. Лише поодинокі представники роду *Leptocythere* деякий час існували у пізньому сарматі. Виняток становили деякі райони Індольського прогину, а також південний схил Українського щита. Саме в них наприкінці херсонію внаслідок короточасної трансгресії, що відновила сполучення пізньосарматського моря зі Світовим океаном, склався більш оптимальний сольовий режим. Це сприяло формуванню дещо одноманітних комплексів остракод меотичного вигляду: *Leptocythere maeotica* (Liv.), *L. umbakensis* Vor., *L. crebra* Suz., *L. mironovi* (Schn.), *Xestoleberis maeotica* Suz., *Loxococoncha maeotica* Vor. Про деякі відхилення солоності від нормальної свідчить бідність остракод у таксономічному відношенні, а також наявність евригалінних видів *Cyprideis torosa* (Jones) та *C. torosa littoralis* Brady. Аналогічні висновки отримані також в результаті проведення палінологічних досліджень одновікових відкладів Керченського п-ова [32]. Наприкінці херсонського часу внаслідок зниження тектонічної активності в Гірському Криму і, можливо, на Балканах [35] сарматський басейн регресував.

Меотична трансгресія відбулася в результаті атичної фази альпійського орогенезу [1]. Питання щодо шляхів її надходження до Евкіно-Каспію дотепер не вирішено однозначно. Сьогодні існує декілька варіантів розвитку подій: з боку Східної Туреччини або Ірану [13, 28], через райони сучасних Босфору та Дарданелл [14, 26, 30 та ін.], з боку Панонської западини [1, 35]. Надходження нормально-солоних морських вод мало утруднений характер, що зумовило значні коливання солоності меотичного басейну в межах Східного Паратетіса [30]. Меотичні остракоди Північного Причорномор'я та Криму відрізняються таксономічною та екологічною різноманітністю асоціацій, які чергуються у розрізі. У меотисі досліджувану територію практично повністю займало мілководне море [35], достатньо високий ступінь прогрітості якого зумовлювався теплим кліматом меотичного часу [34].

В Рівнинному Криму ранньомеотичний морський басейн мав прибережно-мілководний характер. На піщано- та черепашково-детритовому субстраті розвивався численний остракодовий комплекс з домінуючим родом *Xestoleberis* (*X. krishtofovitschi* Gol., *X. maeotica* Suz., *X. goret-skii* Gol., *X. liventali* Gol. та ін.). Солоність даної ділянки басейну у багерівський час була підвищеною, але не досягала нормальної. На це вказує відсутність типово полігалінної мікрофауни.

Індольський район, приурочений до області порівняно глибокого моря, у ранньому меотисі характеризувався коливанням біономічних умов, внаслідок чого спостерігалася часта зміна екологічно різних угруповань остракод. У даному районі формування біоценозів відбувалося на мулисто-алеуритовому субстраті, на глибинах у межах середньої-нижньої субліторалі. Динаміка водних мас була утрудненою, що сприяло недостатній аерації придонних шарів та зараженню їх сірководнем.

Акманайське море у межах Рівнинного Криму характеризувалося невеликими глибинами, можливо трохи більшими, ніж багерівське, та зниженою солоністю. Тут на мулисто-піщаному біотопі панували представники евригалінного роду *Cyprideis* (*C. torosa* (Jones), *C. punctillata* (Brady), їх ювенільні форми). Поряд мешкали поодинокі *Aurila*, *Loxococoncha*.

Найбільші глибини, мулисто-алеуритове, мулисто-піщане дно та знижена солоність були властиві Керченській ділянці акманайського басейну, де розвивалися типові прісно- та солонуватоводні форми остракод родів *Ilyocypris*, *Herpetocypris*, *Candona*, *Cypris* та ін., а також у меншій кількості евригалінні *Cyprideis*, *Aurila*, *Loxococoncha*. Наприкінці акманайського часу зв'язок з океаном порушився, внаслідок чого меотичне море регресувало.

Наступна понтична трансгресія у Східному Паратетісі була обумовлена перевищенням рівня Каспію щодо Середземного моря внаслідок глобального похолодання та гляціоевстатичного зниження рівня Світового океану у месинію [31]. На півдні України у цей час існував солонуватоводний басейн, протягом раннього понту неодноразово регресуючий внаслідок періодичного зростання Таврійських гір [35]. Море було мілководним, гідродинамічно активним, про що свідчить переважно оолітова будова сформованих тут вапняків. Низький сольовий режим був основним чинником формування характерної солонуватоводної понтичної фауни остракод, до складу якої входять *Tyrrhenocythere pontica* (Liv.), *T. pontica*

(Liv.) var. *Agalarova*, *Leptocythere praebacuana* Liv., *L. cellula* Liv., *Loxococoncha petasus* Liv., *Candona abichi* Liv., *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *Caspiocypris filona* (Liv.), *Pontoniella acuminata* (Zal.), *Candona* sp., juv. (syn.: *Candoniella schubinae* Mand.) та ін. Температура поверхневих вод регулювалася кліматом, який був дещо теплішим за сучасний.

У босфорський час море залишило значну частину території Північного Причорномор'я та Криму [34].

ВИСНОВКИ

Аналіз просторово-часового розподілу остракодових асоціацій показує, що біономія міоценових басейнів Південної України значною мірою визначалася палеогеографічними взаємозв'язками Східного Паратетіса та Світового океану. Так, поява у комплексах видів-мігрантів підтверджує відновлення зв'язків морів Південної України у чокракський, конкський, ранньо-середньосарматський час з басейнами Західного Паратетіса. Майже повна відсутність з'єднання басейнів Східного Паратетіса з сусідніми морями спостерігалася в караганський та херсонський часи; наприкінці останнього відбулася короткочасна інгресія морських вод.

1. Барг И.М. Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины. – Днепропетровск, 1993. – 196 с.
2. Барг И.М., Иванова Т.А. Об объеме конкского региона-руса Равнинного Крыма // Доп. НАН України. – 1998. – № 2. – С. 131-138.
3. Барг И.М., Иванова Т.А., Лисенко М.И., Бондар О.В. Тархан-чокракські відклади Гераклеїського півострова (Південно-Західний Крим) // Палеонтол. зб. – 2003. – № 35. – С. 67-74.
4. Белокрыс Л.С. Опреснялось ли южноукраинское сарматское море? // Сов. геология. – 1967. – № 7. – С. 97-119.
5. Белокрыс Л.С. Сармат юга УССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. – Днепропетровск, 1976. – С. 3-21.
6. Гончарова И.А., Ильина Л.Б. О взаимоотношении среднемиоценовых бассейнов Западного и Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 1997. – Т. 5, № 6. – С. 64-72.
7. Гончарова И.А., Хондکاریан С.О., Щерба И.Г. Тархан-караганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Ч. 1. Тархан // Там же. – 2001. – Т. 9, № 5. – С. 94-108.
8. Дидковский В.Я., Зернецкий Б.Ф., Зосимович В.Ю. и др. Некоторые вопросы палеогеографии и палеобиономии палеогеновых и неогеновых бассейнов территории

- Украины // Экология беспозвоночных третичных морей Украины. – Киев: Наук. думка, 1971. – С. 3-45.
9. Дидковский В.Я., Люльева С.А., Люльев Ю.Б. Микрофауна и кокколитофориды глинистой толщи нижнего сармата юго-востока УССР // Геол. журн. – 1968. – Т. 28, вып. 6. – С. 79-86.
 10. Иванова Т.А., Богданович Е.М. Особенности биостратиграфии сарматских отложений Равнинного Крыма по фораминиферам и нанопланктону // Вісн. ДНУ. Сер. Геологія. Географія. – 2004. – Вип. 6, № 8. – С. 6-11.
 11. Иванова Т.А., Ольштынская А.П. К вопросу об экологии и палеогеографии картвельского бассейна Равнинного Крыма (средний миоцен, Южная Украина) // Проблемы стратиграфії фанерозою України. – К., 2004. – С. 160-164.
 12. Ильина Л.Б. О конкском региоарусе (средний миоцен) Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2000. – Т. 8, № 4. – С. 59-64.
 13. Ильина Л.Б. О связи мэотического моря с Восточным Тетисом // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1980. – № 7. – С. 138-142.
 14. Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии. – М.: Наука, 1976. – 288 с.
 15. Ильницкая Н.М. Значение остракод для выяснения условий формирования верхнеэоценовых отложений юго-запада УССР // Палеонтол. сб. – 1968. – Вып. 2, № 5. – С. 100-103.
 16. Ильницкая Н.М. Особенности развития остракод позднего миоцена–плиоцена юго-запада Украины // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. – М., 1975. – С. 351-353.
 17. Коненкова И.Д., Ольштынская А.П. К вопросу о микропалеонтологической характеристике караганских отложений (средний миоцен) Равнинного Крыма // Біостратиграфічні дослідження при пошуках корисних копалин України. – К., 1996. – С. 62.
 18. Кораллова В.В. Климат сарматского века на Украине (по палинологическим данным) // Геол. журн. – 1989. – Т. 29, № 1. – С. 69-74.
 19. Косарев В.С. Колебательные геотектонические движения и стратиграфическая делимость отложений верхнего эоцена, олигоцена и миоцена Центрального Предкавказья // Стратиграфия и палеогеография кайнозой газонефтеносных областей юга Советского Союза. – М.: Недра, 1971. – Вып. 31/39-32/40. – С. 95-100.
 20. Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. Восточный Паратетис: тарханский и конкский региоарусы (стратиграфия, микропалеонтология, биономия, палеогеографические связи). – М.: Науч. мир, 2003. – 134 с.
 21. Куличенко В.Г., Люльева С.А., Люльев Ю.Б. Беспозвоночные и нанопланктон из конкских отложений южного склона Приазовского массива // Геол. журн. – 1976. – Т. 36, вып. 2. – С. 87-99.
 22. Люльев Ю.Б. Остракоды томаковских слоев Никопольского марганцевого бассейна // Палеонтол. сб. – 1966. – № 3. – С. 103-110.
 23. Люльев Ю.Б. Стратиграфічне та палеогеографічне значення остракод чокракських відкладів Причорноморської западини // Геол. журн. – 1966. – Т. 26, вип. 2. – С. 112-117.
 24. Люльев Ю.Б. Остракоды и стратиграфия миоценовых отложений Южной Украины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1967. – 20 с.
 25. Люльев Ю.Б. Некоторые вопросы биономии позднемиоценовых бассейнов Южной Украины // Вест. Киев. ун-та. Геол. – 1985. – № 4. – С. 12-17.
 26. Майсурадзе Л.С. К палеобиологической истории фораминифер позднего миоцена Черноморско-Каспийского бассейна. – Тбилиси: Мецниереба, 1980. – 107 с.
 27. Музылев Н.Г., Головина Л.А. Связь Восточного Паратетиса и Мирового океана в раннем-среднем миоцене // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1987. – № 12. – С. 62-73.
 28. Невеская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А. и др. История Паратетиса // Тр. 27-го Междунар. геол. конгр. «Палеоокеанология». – М., 1984. – Т. 3. – С. 91-101.
 29. Пищикова Т.И. Среднемиоценовые остракоды Равнинного Крыма: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – М., 1992. – 24 с.
 30. Рошка В.Х. Моллюски мэотиса северо-западного Причерноморья. – Кишинев: Штиинца, 1973. – 284 с.
 31. Семененко В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. – Киев: Наук. думка, 1987. – 232 с.
 32. Стратиграфия и корреляция сарматских и мэотических отложений юга СССР / Под ред. Л.А. Невеской, Г.И. Кармишиной, Н.П. Парамоновой. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1986. – 180 с.
 33. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 2. – М.: Недра, 1986. – 443 с.
 34. Стратиграфія УРСР. – К.: Наук. думка, 1975. – Т. 10: Неоген. – 272 с.
 35. Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. – Киев: Наук. думка, 1976. – 162 с.
 36. Malz H., Lord A. Recent ornate Bairdiid Ostracoda: Origin and Distribution // Evolutionary Biology of Ostracoda, Proceedings of Ninth International Symposium on Ostracoda, Developments in Palaeontology and Stratigraphy. – Tokyo: Kodansha; Amsterdam: Elsevier, 1988. – Vol. 11. – P. 63-74.
- НДІ геології Дніпропетровського національного університету, Дніпропетровськ